

# 岩石鋁物鋁床学会誌

第 四 十 一 卷 第 二 号

昭和三十三年 四 月 一 日

## 研 究 報 文

北海道小樽市近郊朝里鋁山の鉄鋁床とその鉄鋁石について (鉄鋁石の研究 2) .....	大 町 北一郎
石油母岩の研究 (第 1 報) .....	{ 加 藤 磐 雄 阿 部 正 宏
兵庫県中瀬輝安鋁床の母岩変質について .....	山 下 親 平
山形県瀬見産ドレライト及び関聯岩 .....	今 田 正
鳥ノ巣統砂岩の耐圧強度と弾性係数の測定について .....	倉 持 文 雄
九州の金属鋁床に伴う炭酸塩鋁物 (II) .....	牟 田 邦 彦

## 会 報

日本岩石鋁物鋁床学会々則, 会費納入の件, 投稿規定

## 新 刊 紹 介

金属鋁床学 (渡辺万次郎著)

二十万分ノ一長野県地質図及び説明書 (長野県地学会編集)

The chemistry of petrochemicals. By, M. J. Astle.

The chemistry of petroleum hydrocarbons. By B. T. Brooks and others

## 抄 録

鋁物学及び結晶学	新鋁物 Coffinite	他 6 件
岩石学及び火山学	地質的起源から見た Serpentine 中の微量成分 の關係	他 5 件
金 属 鋁 床 学	ウラン鋁床の成因	他 4 件
石 油 鋁 床 学	海成堆積物中の有機物組成	他 5 件

東北大学理学部岩石鋁物鋁床学教室内

日本岩石鋁物鋁床学会

## 日本岩石鉱物鉱床学会会則

## 総 則

第1条 本会は日本岩石鉱物鉱床学会と称する。

第2条 本会は鉱物学、岩石学、鉱床学及びこれらと関係の深い科学の進歩を助け、普及をはかることを目的とする。

第3条 本会は事務所を東北大学理学部内におく。

第4条 本会は第2条の目的を達するため、次の事業を行う。(1) 機関雑誌の発行。(2) 講演会その他学術に関する集会の開催。(3) その他必要なこと。

## 会 員

第5条 本会々員は正会員及び特別会員とする。正会員は評議員会で入会を承認されたものとし、特別会員は評議員会で推薦されたものとする。

第6条 正会員として本会に入会を希望のものは、正会員2名の推薦をそえて申込むものとする。

第7条 退会を希望のものは、会費を完納の上、本会に申出ることとする。

第8条 会費を滞納したものは評議員会の決議によって除名されることがある。

## 会 費

第9条 本会の経費には会員の会費及び寄附金等をあてる。

第10条 正会員の会費は年額 500円としこれを前納しなければならない。特別会員

の会費は年額 5,000円とする。

## 役 員

第11条 本会に次の役員をおく。会長1名、幹事5名、評議員30名。

第12条 会長は本会を代表し、会務を掌理し、総会及び評議員会を召集する。

第13条 幹事は会長を補佐し、会長事故ある時はこれに代る。

第14条 評議員は評議員会を組織し、本会の運営事項を協議する。

第15条 会長、幹事及び評議員は正会員中より互選によって選出される。

第16条 役員の任期は2ヶ年とする。但し重任をさまたげない。

## 会 合

第17条 総会は毎年1回これを開催し、本会の基本方針を決定する。総会は正会員の10分の1以上の参加を以て成立する。

第18条 評議員会は総会の決定した基本方針に従い、本会の運営事項について協議する。

第19条 会務執行のため編集、庶務、会計、図書、行事、会員、その他に関する委員会をおく。各委員長は評議員の互選により、その他の委員は各委員長の推薦により会長が委嘱する。

## 附 則

第20条 本会々則の変更は総会の決議について行う。

**会費納入の件** 本年会費 500円(前納)を本会(振替仙台 8825番)宛至急御納め下さい。尚会費を多額に滞納している方は曩に直接お知らせしましたが、至急お納め下さらないと、会誌の発送が停止されますから、御注意下さい。

**投稿規定** 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文原著とし、原稿用紙に横書、常用漢字を用い、図及び表を含めて刷上り原則として10頁(7.5ポイント活字)以内とする。

2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨

又は黒色インクで大きく書き、1/2又は1/3などに縮図するに適するように文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。3. 引用文献は脚註として頁毎にその下に附記すること(著者、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年)。4. 英文要約を附する場合には完全な英文とし、之をタイプライトすること。別刷りは部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。6. 投稿論文は受付け順に印刷するが、本誌の発行が隔月である為、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

研究報文

北海道小樽市近郊朝里鉱山の鉄鉱床とその鉄鉱石について\*

(鉄鉱石の研究-2)

On the iron ore and associated deposits of the Asari Mine,  
environs of Otaru City, Hokkaido.

大町 北一郎 (Hokuichiro Omachi)\*\*

**Abstract :** The iron deposits of the Asari mine, located about 15km south of Otaru city, Shiribeshi province, Hokkaido, are of hydrothermal origin.

In this area liparitic tuff and green tuff breccia sediments of the Miocene formation have been intruded by liparite and andesite, and later covered by flows of andesite lava.

The iron ores are generally irregular, massive deposits within the liparitic tuff and liparite. These ore bodies consist of brown iron ore and some blackish iron ore.

Ore and associated minerals are quartz, goethite, lepidocrosite, limonite and pyrite. The blackish iron ore is bluish black, and gives a reddish black streak.

In polished section, this iron ore consists of the zonal concentric texture of goethite and lepidocrosite.

It's x-ray powder pattern is very similar goethite and hydrohematite (turite), but the thermal differential analysis shows mixed characters of goethite and lepidocrosite.

1. 緒 言

従来本邦の褐鉄鉱鉱床についての研究は多くの人々によつてなされてきたが、<sup>1)2)</sup> それらは主として産状と不要成分として入つてくる、カリ、磷及び砒素に関するものが多く、鉄石鉱物の組織と性質についての研究は全くないといつてもよい状態であつた。最近、向正夫<sup>3)</sup>、南部松夫<sup>4)</sup>による日本産褐鉄鉱の鉱物学的研究が行なわれ、とくに、硫化鉄及び

\* 日本地質学会、北海道支部例会講演、1955、11月。

\*\* 工業技術院地質調査所鉱床部

1) 鉄物新活用委員会編：褐鉄鉱鉱床にともなうカリ、磷及び砒素、1~161、1953。

2) 小出博：褐鉄鉱 地球科学、13、12~18、1953。

3) 向正夫：沼鉄鉱に関する研究(第1報)、(第2報)、日本鉱業会誌、66、123~128、202~207、1950。

4) 南部松夫：日本産褐鉄鉱の鉱物学的研究、東北大学選鉱製錬所彙報、11、35~66、1955。



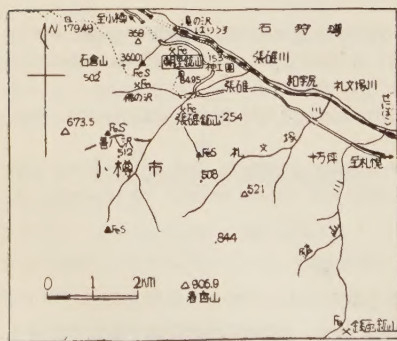
酸化鉄の褐鉄鉱化の過程についての詳細な研究により、多くの問題が明らかにされた。これによつても褐鉄鉱床について成因的に再検討してみると色々な問題があることがわかった。

従来褐鉄鉱は水酸化第二鉄で  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  で表わされていたが、最近 goethite (針鉄鉱) 及び lepidocrocite (鱗鉄鉱) の monohydrate のみが結晶鉱物をつくり、他は非晶質で monohydrate と吸着水 (absorbed water) 及び毛管水 (capillary water) の混合物で、この他に粘土、石灰及び苦土の炭酸塩、水酸化礬土類、マンガン、燐、硫黄、カリ、砒素及び有機物等の不純物を含有するものと見なされるに至つた。然しそのふくまれている形については未だ十分に明らかにされていない。又褐鉄鉱々床の成因については、鉄泉沈澱によるものでその生成過程が鉄バクテリアの作用に関係するもの、或は硫化金属鉱床の酸化帯に生じたヤケとして発達するもの等に帰せられているが、今回の調査を行つた朝里鉱山の鉄鉱床は従来の褐鉄鉱々床と異なり、熱水溶液から初生的に晶出された結晶質酸化鉄鉱で、針鉄鉱と若干の鱗鉄鉱、加水赤鉄鉱のみからなると考えられるので、その産状と鉄石鉱物の性質について、ここに報告する。

## 2. 一般地質鉄床の概略と産状

朝里鉱山は北海道後志国小樽市張碓町にあつて、札幌国道、神工園下車 (国鉄バス) し、これより南西に約 600m 位の丘陵地に位置する (第 1 図)。

第 1 図 朝里鉄山の位置図



鉄床附近の一般地質については杉本良也<sup>1)</sup>によつて鉄函図幅として詳細に調査されている (第 2 図)。

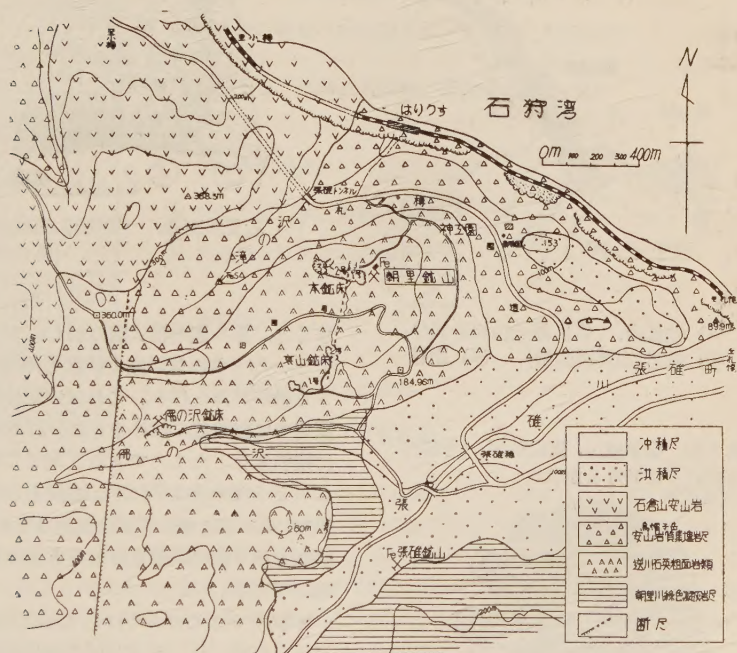
鉄床の基盤をなすものは新第三紀の中新世にぞくすると考えられている朝里緑色凝灰岩層であつて、張碓川中流では粘土化作用、黄鉄鉱化作用を受けた緑色角礫凝灰岩及び砂質凝灰岩がみられ、更にこれらを整合的におおう小樽内川層にぞくする珪化の著しい逆川石英粗面岩類の発達が見られ、次いで不整合におおう鮮新世の鳥帽子岳安山岩質集塊岩層 (張碓層群) が発達する。

鉄床の周辺部は安山岩質集塊岩にして、下部には泥岩をともなつている。又鉄山の東部に発達する石倉山熔岩流 (複輝石安山岩) は、これらの地層をおおつて分布している。

現在みられる鉄鉱床は逆川石英粗面岩類 (石英粗面岩及び流紋岩質凝灰岩) 中に胚胎し、やゝ不規則脈状〜塊状を呈する熱水性交代鉄床と考えられ、地表に近いところでは、残留鉄床となつている。次に稼行されている鉄床群は本鉄床 (1号、2号、3号) と裏山鉄床 (1号、2号) のみで、他に仏の沢鉄床 (坑内堀) がある。この他に本鉄床と裏山鉄床をむすぶ、 $\text{N}30^\circ\text{E}$  方向に沿つて多くの転石及び露頭が発見されている。

1) 杉本良也：鉄函図幅説明書 (5 万分ノ 1)、北海道開発庁、1953。

第2図 朝里鉍山附近の地質図



(主として杉本良也による)

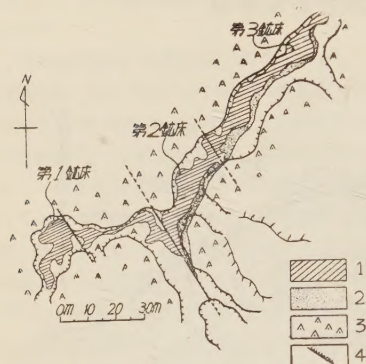
本鉍床 (第3図) の母岩をなす石英粗面岩は珪化作用著しく、灰黄白色で肉眼的にはやゝリソイダイト質で稀れに 0.3cm 大の石英の斑晶がみられるが、顕微鏡下では主として細粒状の石英からなっている。次に鉄鉍床は、第3図でもわかる様に、 $N30^{\circ}W$ ,  $SW 70^{\circ}$  ~  $80^{\circ}$  の小断層に沿ってやゝ脈状をなして生成されたようで、下盤に沿って淡青紫色を呈する絹雲母質粘土の発達をみる。とくに地表に近い部分では第4図の如く、表土中に転石状をなして、大き 0.60~0.50~0.30m 位の塊状の鉄鉍石となつて産出する。

裏山鉍床の母岩は本鉍床とやゝことなり、流理構造の顕著な黄白色の流紋岩質凝灰岩で、珪化作用をうけ、局部的には粘土化作用の行われたものもみられる。この流理構造を示す部分をよく観察すると、第5図の如く、流理構造に沿って、黄鉄鉍の濃集せる部分がパッチ状 (4~8cm 大) をなし、その周辺部が漸次褐鉄鉍化し、所謂 zone by zone の縞状に両者の生成をみることは興味あることで、このような流理構造に対して、やゝ斜交する小裂隙~割れ目に沿つては黒青色の金属光沢を有する鐘乳石状の酸化鉄鉍が発達している。

とくに第5図の②の部分 (パッチ状硫化鉄鉍) についてこの部分をとくに鏡下で観察

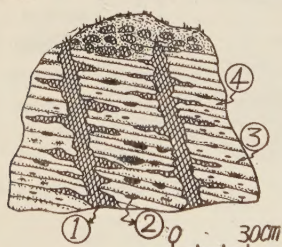


第3図 朝里鉄山、本鉄床の鉄床地質図



- (1) 鉄鉱床, (2) 粘土化せる部分,  
(3) 母岩(石英粗面岩), (4) 断層

第5図 朝里鉄山、裏山鉄床、1号鉄床の地表近くに於ける産状



- (1) 酸化鉄鉱, (2) 硫化鉄鉱のパッチ,  
(3) 褐鉄鉱化せる部分, (4) 流紋岩質凝灰岩 (模式図)

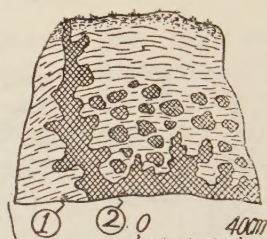
(1) 流紋岩質凝灰岩に鉄染した黄鉄鉱が2次的に酸化して所謂褐鉄鉱となつたものと、  
(2) 前述のような産状の割れ目又は小断層に沿つて初生的に晶出したと思われる黒青色、金属光沢を有する樹枝状～鐘乳石状を呈する酸化鉄鉱石からなるものである、又これらの鉄鉱石が表土中に転石状をなして多く産出するところをみると露天化残留鉄床のようであつて、成因的には熱水性交代鉄床として生成されたものより生じたものと見るのが最も適当であらう。

### 3. 鉄鉱石の性質について

本鉄山の各鉄床より産出する鉄鉱石は次のような2種類にわけられる。

- (1) 黄褐色塊状鉄鉱石

第4図 朝里鉄山、本鉄床の地表部に於ける産状



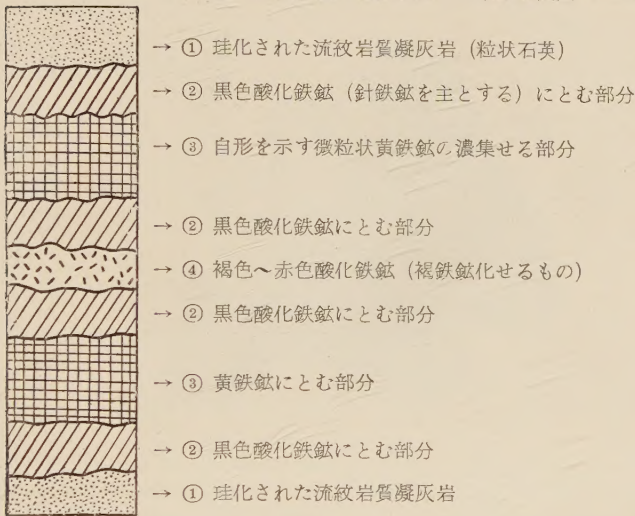
- (1) 石英粗面岩, (2) 酸化鉄鉱石 (模式図)

すると、第6図の模式図の如くになつて  
いる。即ち黄鉄鉱が酸化鉄鉱化(褐鉄鉱)  
する過程がみられる。これは流紋岩質凝  
灰岩中に黄鉄鉱の鉄染せる部分が局部的  
に褐鉄鉱化したものであると考えられる。  
このような産状は2次的な変質を示すも  
ので、初生的な酸化鉄鉱は前述せる如く、  
縞状を示す酸化鉄鉱帯の部分に切つて発  
達している。

本鉄床ではこのようにして出来た産状  
はみられず、むしろ初生的な酸化鉄鉱が  
小塊状をなして表土中にみられる。

このような産状は北海道の鉄鉱床では  
珍らしく、鉄鉱床の成因及鉄石の性質に  
ついても注目すべきものがある。即ち鉄  
床及鉄石の産状からして、本鉄床及裏山  
鉄床の鉄鉱石は次の2種類にわけられる。

第6図 硫化鉄鉱が褐鉄鉱化する累帯模式図



これは肉眼的には灰黄色〜黄褐色のや、珪質な鉄鉱石で一見すると良質な褐鉄鉱石に見えるけれど、分析すると鉄分(Fe)が少く、珪酸( $\text{SiO}_2$ )分の多いのが特徴的である。又顕微鏡下では黄赤褐色の褐鉄鉱と微粒(0.01mm)の2次的石英粒から構成されている。このような鉄鉱石は流紋岩質凝灰岩或は石英粗面岩中に鉄染した黄鉄鉱が2次的に褐鉄鉱化して生成されたものであろう。この種の鉄鉱石はFe 30~45%,  $\text{SiO}_2$  30~25%の低品位鉄にぞくするものである。

#### (ロ) 黒青色結晶質鉄鉱石

これは母岩に鉄染した黄鉄鉱が2次的に酸化した部分の割れ目及小断層に沿って初生的に生成されると思われる酸化鉄鉱石で、一見すると緩の如き産状を呈し(第7図, a), 硬度は一般の褐鉄鉱よりも硬く、条痕は黒赤色を示し、主として表土中に転石状をなして産出するが多い。この種の鉄鉱石は一般に硬質で品位もFe 56~60%,  $\text{SiO}_2$  5%±を呈し、良質の鉄鉱石である。

以上のように大別された鉄鉱石の中でもとくに、黒青色結晶質鉄鉱石はその産状からみても成因上興味あるものなので、その鉄石鉱物学的研究を行った。

#### (a) 顕微鏡的性質

この種の鉄鉱石を透過顕微鏡下でみると、酸化鉄鉱は黒色不透明の部分の主とし、まれに石英の細粒を交えることがあるが、一般に見られる様な赤褐色を呈する褐鉄鉱はみられなかった。次に研磨片を反射顕微鏡下で観察すると針鉄鉱(goethite)と鱗鉄鉱(lepidocrosite)は同心円の帯状組織を示して発達し、特徴的な構造を示している(第7図, b)。

鱗鉄鉱<sup>1)</sup>の反射色は灰白色を示し、針鉄鉱より遥かに明るく、反射多色性は針鉄鉱より

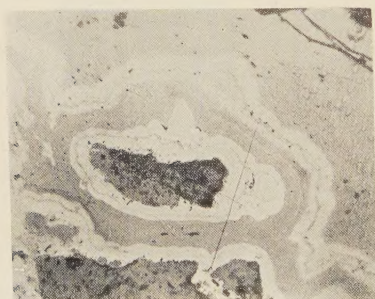
1) 竹内常彦, 南部松夫: 青森県安部城鉱山産鱗鉄鉱について, 鉱物学雑誌, 2, 165~171, 1955.

第7図 a. 朝里鉱山産の goethite, lepidocrosite よりなる鉄鉱石



(実物 1/4)

第7図 b. 朝里鉱山産(研磨片)の goethite (gray) と lepidocrosite (white) の帯状組織



(×3)

顕著で、異方性も強い。又硬さもやゝ鱗鉄鉱が硬く、腐蝕試験は標準試薬にたいして、鱗鉄鉱、針鉄鉱ともに全く犯されない。又後述の様に示差熱分析及びX線解析等からみても、この黒青色結晶質鉄鉱石は針鉄鉱、鱗鉄鉱及び加水赤鉄鉱からなることが明らかになった。

## (b) 化学組成

上述の結晶質の部分について不純物の入らないように選別して化学分析を行つた結果は第1表の如くである。そこでこの分析値について、この種の鉄石に類似せる鉄鉱石と比較して検討す

るため、南部松夫<sup>1)</sup>の行つた青森県大鰐鉱山及山梨県金峰山産の針鉄鉱、鱗鉄鉱、加水赤鉄鉱の化学分析値を掲載した。この第1表でみると  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  の量は大体近似値的であるが朝里鉱山産のものは  $\text{SiO}_2$  2.05% を示すのは石英粒を少量含有するためと考えられるが、 $\text{MgO}$  1.04%,  $\text{CaO}$  0.76%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.06% を示すことについてはまだ十分説明出来ない。

次に水酸化鉄鉱についてもつとも問題となる結晶水について検討してみると、朝里鉱山産の場合は  $\text{H}_2\text{O}(+)$  が 2.12% にして、大鰐鉱山産及び金峰山産の場合は  $\text{H}_2\text{O}(+)$  が

1) 南部松夫：前出，1955.



第 1 表 朝里鉾山産酸化鉄鉾の化学組成

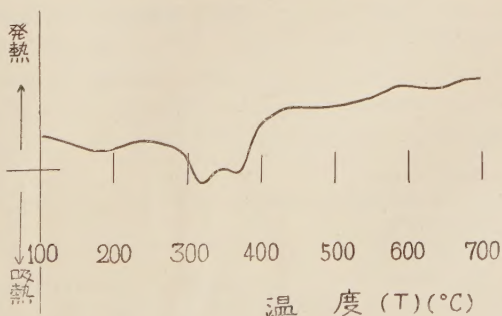
	( 1 )	( 2 ) <sup>1)</sup>	( 3 ) <sup>1)</sup>	( 4 ) <sup>1)</sup>
Fe <sub>3</sub> O <sub>3</sub>	87.85	86.75	82.75	89.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.96	1.57	0.73	2.17
SiO <sub>2</sub>	2.05	1.96	3.50	3.89
MgO	1.04	—	—	—
MnO	0.20	—	—	—
CaO	0.76	—	—	—
H <sub>2</sub> O(+)	2.12	9.24	11.48	2.75
H <sub>2</sub> O(-)	1.78	0.03	0.81	1.20
Total	97.55	99.60	99.27	99.74
H <sub>2</sub> O(+)/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	0.95	0.81	0.39
Occ.	Asari Mine, Hokkaido	Ohwani Mine Aomori Pre.	Kinposan, Yamanashi Pref.	Ohwani Mine Aomori Pref.
Analy.	Masaichi MON 1955.5.28	Matsuo NANBU 1955	Matsuo NANBU 1955	Matsuo NANBU 1955
Minerals	Goethite & Lepidocrocite	Goethite	Goethite, Lepidocrocite pseudomorphs after pyrite	Hydrohematite

9.24%, 及び 11.48% を示し, 第 1 表 (4) の大鰐鉾山産の初生的加水赤鉄鉾 (Hydrohematite) は H<sub>2</sub>O (+) 2.75% を示し, 又 H<sub>2</sub>O (+)/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の比に於ては朝里鉾山産の場合 0.21 で大鰐鉾山産の加水赤鉄鉾は 0.39 を示し, 他の場合は 0.95, 0.81 (いずれも針鉄鉾及び鱗鉄鉾) を示す点より見て朝里鉾山産の黒青色酸化鉄鉾は化学分析値から考えると, 加水赤鉄鉾にぞくする事が認められる。

### (c) 示差熱分析

化学分析に使用したものと同様の試料について, 示差熱分析を行った結果は第 8 図に示す如くである。試料は -200 mesh のものを 0.5gr 用い, 温度は毎分 10°C 宛上昇せしめたが, その結果 320°C の顕著な吸熱ピークは鱗鉄鉾の結晶

第 8 図 北海道朝里鉾山産酸化鉄鉾の示差熱分析曲線



1) 南部松夫：前出，1955。

水の離脱に基くものであり、又  $360^{\circ}\text{C}^*$  の顕著な吸熱ピークは針鉄鉄の吸熱反応によるものと考えられる。このように示差熱分析にて結晶水の離脱に伴う吸着ピークの二重型は針鉄鉄と鱗鉄鉄の共存するため、南部松夫<sup>1)</sup>の研究による福島県野木沢村塩沢産の針鉄鉄、鱗鉄鉄の示差熱曲線に類似している。又鱗鉄鉄の発熱ピークとして特徴的である  $450^{\circ}\text{C}$  が存在しないのは、南部松夫によると鱗鉄鉄の混入する量比によるのではないかと考えられている。又この他にその鉄物の結晶度の如何によつて発熱ピークを示さないこともあるといわれている。しかし本試料については反射顕微鏡下の構造と合せて考えると針鉄鉄と鱗鉄鉄の混合したものであると推察出来る。

(d) X線粉末写真

上述と同様の試料について X線粉末写真を撮影した。その結果からして廻折線の面間距離及びその強度を求めたものが、第2表及び第9図である。この表からみてもわかる如く、針鉄鉄と若干の赤鉄鉄の廻折線がみられ、鱗鉄鉄の存在は認められなかつた。

第9図 朝里鉄山産酸化鉄鉄の X線粉末写真 (Fe K $\alpha$ )



以上の物理・化学的研究結果について吟味すると、先づ化学組成については針鉄鉄の一般式を  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  ( $\text{HFeO}_2$ ) で示し、鱗鉄鉄は  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  ( $\text{FeO}(\text{OH})$ ) で示されている。そして夫々の化学分析理論値は  $\text{Fe}_2\text{O}_3=89.86\%$ ,  $\text{H}_2\text{O}=10.14\%$  となつてゐる。しかるに朝里鉄山産の場合は分析値からみると  $\text{H}_2\text{O}(+)=2.12\%$  で所謂加水赤鉄鉄といわれるものにぞくするかもしれない。ところが加水赤鉄鉄 (hydrohematite) については未だ十分な報告がなく、その一般式も  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 1/2 \text{H}_2\text{O}$  として示されその性質は赤鉄鉄と針鉄鉄の混合物であるといわれている。そこでこの hydrohematite (turite) について報告されているのは L. J. Spencer<sup>2)</sup> の研究で英国の Nova Scotia 産の turite は黒色鉄物で亜金属光沢を有し、条痕は黒赤色で放射状～同心円殻状構造をもつた硬い、光沢ある乳頭状～腎臓状として産出し、とくに加水赤鉄鉄 (turite) と褐鉄鉄 (limonite) と比較すると加水赤鉄鉄は繊維状又は放射状構造よりむしろ、同心円的構造を示す場合が多いと報告しているが、このような産状を呈する朝里鉄山の黒色酸化鉄鉄も類似のものかもしれない。又先に報告した釜谷鉄山<sup>3)</sup> の黒赤色結晶質酸化鉄鉄も加水赤鉄鉄 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3=88.40\%$ ,  $\text{H}_2\text{O}(+)=0.34\%$ ) に近いものと考えられ、結晶構造的には赤鉄鉄の構造を有し、これに若干の結合水を含むものを hydrohematite (加水赤鉄鉄) とした。

\* 一般に鱗鉄鉄の吸熱反応は  $350^{\circ}\text{C}$  といわれている、又針鉄鉄の吸熱反応は  $390^{\circ}\text{C}$  と報告されている。

1) 南部松夫：前出，1955.

2) Spencer, L. J. : Mineralogical characters of turite (turgite) and some other iron ores from Nova Scotia, Min. Mag., **118**, 339~348, 1919.

3) 大町北一郎：北海道釜谷鉄山の鉄鉄床とその鉄石について：鉄鉄石の研究 (1) 鉄山地質, **5**, 241~247, 1955.

第2表 朝里鉾山産酸化鉄鉾の X線粉末廻析表

(1)		(2) <sup>1)</sup>		3) <sup>1)</sup>		(4) <sup>1)</sup>	
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I
5.009	10	4.22	vs	4.23	s		
4.602	10						
4.180	45	3.94	s(b)	3.95	m(b)	3.95	m(b)
3.683	45						
2.975	25	3.39	vw	3.32	w	3.68	vw
2.766	10	2.98	vw			2.98	vw
2.697	100	2.71	vs	2.70	s	2.71	vs
2.580	10						
2.515	70	2.46	s(b)	2.44	vs	2.52	s
2.439	40						
2.246	10			2.24	vw		
2.198	40	2.19	s	2.18	w	2.20	m
2.020	10			1.93	w		
1.865	10						
1.838	30						
1.795	10	1.79	vw	1.80	vw	1.83	s
1.719	15	1.71	s	1.72	s		
1.691	70	1.68	m				
1.636	10					1.68	vs
1.600	20	1.60	m	1.60	vw	1.59	w
1.563	15	1.55	s	1.56	m		
1.509	10	1.50	w	1.50	w		
1.485	25					1.48	s
1.452	45	1.45	m	1.45	w	1.45	s
1.313	20	1.39	w	1.39	vw		
1.256	15	1.35	w(b)				
1.191	15	1.31	w	1.32	w	1.31	m(b)
1.164	15	1.26	w(b)	1.26	vw	1.25	w
1.140	15	1.24	vw			1.19	vw(b)
1.103	15	1.19	w			1.16	vw(b)
		1.14	vw	1.14	vw		
		1.12	w	1.13	vw	1.14	w(b)
		1.09	vw			1.10	w(b)
		1.05	s(b)	1.05	vw(b)		
		1.02	s(b)	1.02	s(b)	1.05	w(b)
		1.01	s(b)	1.01	m(b)		
Fe K, 45kv, 10mA, 60min, Camera : 114.6 mm 2hr. Filter, none.		Fe K, 35kv, 6mA, Camera : 35mm, 1hr.		"		"	
Asari mine Hokkaido		Ohwani mine Aomori Pref.		Shiozawa Fukushima Pref.		Ohwani mine Aomori Pref.	
Hokuichiro OHMACHI 1955		Matsuo NANBU 1955		Matsuo NANBU 1955.		Matsuo NANBU 1955	
Goenite Lepidocrosite Hydrohema- tite		Goethite		Goethite Lepidocrosite		Hydrohematite	

1) 南部松夫：前出，1955.



ところが最近 hydrohematite (turite) の研究について M. S. Tochilin<sup>1)</sup> の報告によると、ソ聯の Lipetsk 産の hydrohematite についての示差熱分析結果は二重型ピークを示すもので、 $315^{\circ}\sim 323^{\circ}\text{C}$  と  $350^{\circ}\sim 352^{\circ}\text{C}$  の2回の吸熱反応が存在し、これは針鉄鉱 (goethite) と加水針鉄鉱 (hydrogoethite) の混合したものであると発表しているが、一般には数種の水酸化鉄鉱 (hydrohematite, goethite, hydrogoethite) の混合せるもので、その結合水を  $0 < n < 1$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) の範囲にあるものを加水赤鉄鉱と称することにしているようである。又南部松夫<sup>2)</sup> は若干の附加水をもち、或程度結晶度が低くなった赤鉄鉱の変種と再定義するのが妥当であると提案している。筆者は赤鉄鉱の結晶構造をもち、その結合水が  $0 < n < 4$  の値を示す酸化鉄鉱を加水赤鉄鉱と称することにしたい。しかしこの結合水がどのような形式で結晶構造の中に入っているかが問題であるけれど、このことについては今後研究をつづけるつもりである。したがって現段階に於ては、朝里鉱山に産出する黒青色結晶質酸化鉄鉱は反射顕微鏡にも又示差熱分析の結果に於ても、針鉄鉱、鱗鉄鉱を主とすることが明らかにされている。然し X線粉末法では針鉄鉱、赤鉄鉱の性質が解析されるので、この酸化鉄鉱物は針鉄鉱、鱗鉄鉱、赤鉄鉱から構成されているもので、このように混合したものについて、M. S. Tochilin が提案しているように turite とするか、或は南部松夫及び筆者の提案している如く赤鉄鉱の変種で若干の附加水をもつたもののみ turite (hydrohematite) と称するかということになるが、この朝里鉱山産のものについては3種類の混合した水酸化鉱物であつて、所謂 turite と称すべきものでないと考えている。

#### 4. 成因的考察

朝里鉱山の鉄鉱床はその産状及鉱石の性質からみて、先づ熱水溶液によつて母岩である流紋岩質凝灰岩の流理構造に沿つて鉱染した黄鉄鉱の大部分が酸化し、次いで初生的な酸化鉄鉱として、前述の母岩の割れ目及び小断層に沿つて晶出したと考えられるのが、黒青色の鋳状を呈する酸化鉄鉱で、このようにして出来た鉄鉱石の一部は崩壊し残留鉄床の如く、表土中に転石状をなしている。この為に朝里鉱山の南西部約 1.5km の段丘堆積物層にある褐鉄鉱鉄床 (鉄函鉱山<sup>3)</sup>) と同種類の鉄床中と考えられていたが、今回の調査によつて多くの鉄床中とくに褐鉄鉱鉄床と考えられているものについて朝里鉱山の鉄床がその産状及び鉱石の性質に於て著しくことなっている点は興味深い。

又この鉄床は所謂褐鉄鉱々床とことなり、層状～レンズ状を示すことなく、現在みられるところでは不規則な鉄床形態を有するため連続性に乏しく、鉱石品位も一定しないのが特徴的である。しかし釜谷鉱山<sup>4)</sup> の酸化鉄床は硫化鉄床をともしない、その鉄鉱石は加水赤鉄鉱 (hydrohematite) にして、やゝ類似性をもつた成因を示すものと思われるが、その形態及び鉱石の性質はことなっていることは鉄床の生成期の差異か或は鉱液の性質によるものであるかもしれない。

1) Tochilin, M. S.: Existence of Turgite. Doklady Akad., Nauk, S. S. S. R. 81, 75~76, 1951. (Chem. Abst., 46, 6053, 1952)

2) 南部松夫: 前出, 1955.

3) 杉本良也: 前出, 1953.

4) 大町北一郎: 前出, 1953.

## 5. 総 括

朝里鉬山の鉄鉬床は新第三紀(中新世)の石英粗面岩類中に胚胎するやゝ不規則状~塊状を呈する熱水性交代鉬床と考えられるもので、地表に近いところでは、残留鉬床となっている。鉄鉬石は産状を異にする(1)黄褐色塊状鉄鉬石と(2)黒青色結晶質鉬石にわけられ、これら両者は従来単なる褐鉄鉬と考えられていたが、化学分析、示差熱分析、X線廻折等の結果特に(2)の鉬石鉬物は針鉄鉬、鱗鉄鉬、加水赤鉄鉬よりなる事が判明し、これらの酸化鉄鉬は熱水溶液から初生的に晶出せるもので、従来このような産状を呈するものは比較的まれで、最近南部松夫によつて発表された大鰐鉬山の鉬床に類似するものとして注目に値するものと思う。又従来新第三紀層又は第四紀層中に胚胎する鉄鉬床について、赤鉄鉬及び褐鉄鉬と記載されているものについてもその成因及鉬石鉬物の性質等について再検討する必要があると考えられる。

本研究に対して、色々と御指導を賜つた、鈴木醇教授、舟橋助教授に厚く謝意を表する。なほ又実験に協力された荻原友郎、針谷宥の諸氏に感謝する。又酸化鉄鉬の成因及資料について御助言をいただいた東北大学南部松夫助教授に深謝する。なほ本研究の一部は文部省科学研究費によつて行われたものであることを附記する。(本論文提出後筆者は工業技術院地質調査所鉬床部に転出す)

## 石 油 母 岩 の 研 究 (第 1 報)

新庄盆地北縁部の主として最上層群中に発達する  
海成油母岩層について (その 2)

Studies on the resource-rocks of petroleum (1st report).

(Chiefly on the Mogami group developed in the northern margin  
of the Shinjo basin, Yamagata Prefecture (2))

加 藤 磐 雄 (Iwao Kato)\*

阿 部 正 宏 (Masahiro Abe)\*

## 1. 油母岩の無機成分 —— 塩根川ルートについて

(1) Sampling 及び試料の調整 塩根川沿岸の真室川町栗谷沢から上流の釜淵、八敷代、大滝、旧及位 (Kyu-Nozoki) を経て及位 (Nozoki) に至るまでの間 (塩根川ルート) に、緩い起伏をなして次第に下位に追跡される一連の油母岩相の累積状態は、前報告<sup>1)</sup> 第 2 図 a, b にみる通りである。この柱状断面図に基いて、占口層から金山層に亘つて発達する黒色泥岩、硬質シルト岩の試料を採取した。古口層—草薙層—金山層の全層厚は釜

\* 東北大学理学部岩石鉬物鉬床学教室

1) 加藤磐雄, 阿部正宏: 岩鉬, 40, 169~177, 昭 31.

淵・及位間の本ルートで総計 460m 内外 (貫入岩床類を除く) であるので、略々 5m 間隔程度に相当する 110 箇の試料を得た。

この釜淵・及位間を、全体として極めて緩い単斜構造とみれば、実際には之に相当する水平的距離の間の試料となるが、一応これを塩根川ルートとしての垂直 (true thickness) 的な採取法と見做して、図上に示した 65 箇所の露頭から採取した試料の中より 110 箇が選ばれたものである。これらの試料について、前報告で述べた凝灰岩類の場合と同様の注意を以て、試料の調整並びに予備実験を行い、同じ発光条件の下で操作した。特に露頭で肉眼的に明瞭に区別出来る岩種については、同一層準のものでも数箇の試料について予備実験を行い、その結果に基いて適切な試料の調整を行った。

(2) 分析結果 古口層上限から金山層基底部に至る一連の累積関係の中から選ばれた 166 箇の試料の中、この間に関係する凝灰岩及び火山岩類 56 箇の無機成分については、前報告第 1 表に示したが、黒色泥岩、硬質シルト岩等の油母岩について今回行つた実験の結果は次の如くである。

検出された元素は Al, B, Ba, C, Ca, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Pb, Si, Sr, Ti の 16 元素である。この中で B と C とは炭素電極中にも存在するので、前記と同様に一応これを保留すれば、主元素としては Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K の 7 元素、微量元素としては Ba, Cr, Cu, Mn, Pb, Sr, Ti の 7 元素が確認される。これらの微量元素についての検出結果は第 1 表、第 2 表及び第 3 表に示した。検出された元素の種数は、凝灰岩及び火山岩類の場合に比べて少ないが、何れの場合でも V (vanadium) などの検出については、技術的には未だ疑問があるので一応保留し、確実に検出された上記の 7 元素に止めた。引続き取扱う予定である原油のそれについては、これらの特殊元素が、その生成起源とも関連する<sup>1)</sup>ことが考えられる重要な微量元素でもあるので、後日発光条件を変えて充分吟味を加えたい。

第 1 表及び第 2 表は釜淵橋附近より上流側及位に至る間のもので、前者は古口層上限の鍵層 Ka より基底部の Ky に至る間を示し<sup>2)</sup>、後者はその下位に続く草薙層、金山層のものである<sup>3)</sup>。第 3 表は釜淵橋より下流側で、古口層上限よりその基底部の鍵層 Ky' を経て、恐らくは草薙層相当層に關係する安山岩体 Kb 及びその下位の緑色凝灰岩までの間のものである<sup>4)</sup>。これらの油母岩相中に挟在する凝灰岩類その他の火山岩類に関しては、夫々その層準に相当する部分に併せて挿入した。

## 2. 分析結果の考察 —— 微量成分の垂直的分布

検出された微量元素 Ba, Sr, Cr, Cu, Pb, Mn, Ti の中で、Ba, Sr, Cu, Mn, Ti の

- 1) Bonham, L. C. : Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **40**, 897~908, 1956.  
Karchmer, J. H. & Gunn, E. L. : Anal. Chem., **24**, 1733~1741, 1952.  
Milner, O. I. : Anal. Chem., **24**, 1928~1932, 1952.

2) 前報告第 2 図 a の露頭番号 12 より 42 まで。Ka は安山岩質ラビリ凝灰岩、Ky は流紋岩質浮石質凝灰岩。

3) 前報告第 2 図 a, b の露頭番号 35 より 6 まで。この間に旧及位附近の鍵層 Kz—緑色凝灰角礫岩—を挟む。

4) 前報告第 2 図 a の露頭番号 12 より、塩根川と春木川との合流点番号 7 まで。Kb は安山岩 Ky' は流紋岩質浮石質凝灰岩鍵層。



第 1 表 古口層の無機成分(釜淵橋下流側露頭番号 12 の鍵層 Ka 下位より,  
塩根川上流の八敷代合流点を経て露頭番号 40, 42 の鍵層 Ky まで)  
(\*\*\*, \*\*, \*, \*?, ? の順に少量)

No.	Rocks	Ba	Li	Sr	Co	Cr	Ni	Cu	Pb	Sn	Zn	Mn	Ti	P
42	Ad.Ag.}Ka	*?	*	**	?		*	**	*			*	**	**
61	Ad.Ag.}Ka	**	?	***				*	*			**	***	**
46	Mudstone	**		**				*?				*	*	
62	"	*		*				?				*	*	
63	"	**		**				?				*	*	
56	"	*		*				*?				*	*	
19	Tuff	**	?	**				*	*			**	**	*
44	Tuff	**	*	**			?	*	*			*	**	*
47	Tuff	?	*	**			?	*	*			*	**	*
57	Tuff	**	?	***			?	*	*			*	***	*
64	Tuff	*?	*	**			?	*	*			*	**	*
20	Mudstone	**		*				*?				*	*	
21	Tuff	**	*	**			?	*	*			*	**	*
48	Mudstone	**		***		*		*?				**	*	
58	"	**		**		?		?				***	*	
65	Siltstone	**		**				*?				**	*	
66	Mudstone	**		**		?		*?				**	*	
67	"	*		*		?		*?				*	*	
68	"	*		*				*?				*	*	
23	"	**		**				*?				***	*	
45	"	**		**		?		*?				**	*	
50	"	*		*				*?				***	*	
34	"	**		**				*?				***	*	
12	Tuff	***		**		*?	*	*	*			*	*	*
24	Tuff		*	**				*	*	*		*	*	*
35	Tuff	***		**			?	**	*			*	*	*
49	Tuff			**				*	*		**	**	*	*
51	Tuff		?	**				*	*			*	*	*
59	Tuff		?	**				*	*			*	*	*
69	"	*		*				*?				*	*	
70	Tuff	**		**		?		*	*			***	*	*
72	Tuff	**	*	**				*	*			**	**	*
25	Mudstone	**		*				*?				**	*	
26	"	*		**				*?				***	*	
41	"	*		*				*?				**	*	
52	"	**		**		?		*?				**	*	
28	Tuff			**				*	*			***	*	*
29	Mudstone	***		***		?		*?				***	*	
60	"	*		*		?		*?				**	*	
36	"	**		**				*?				**	*	
43	"	*		*		?		*?				**	*	
53	"	**		**		?		*?				**	*	
73	"	**		**		?		*?				**	*	
38	"	**		**		*		*?				*	*	
30	"	*		**				*?				**	*	
39	"	**		**		*		*?				***	*	
40	"	***		***		*		*?				***	*	
54	"	**		**		?		*?				**	*	
31	"	**		**		*		*?				**	*	
32	"	**		*		*		*?				**	*	

No.	Rocks	Ba	Li	Sr	Co	Cr	Ni	Cu	Pb	Sn	Zn	Mn	Ti	P
33	Mudstone	**		*		*		*?				**	*	
55	"	**		*				*?				**	*	
74	"	*		*				*?				**	*	
75	Tuff	**	?	***	*	*	*	**	*			***	**	*
76	Mudstone	***		**				*?				**	*	
77	"	***		*				*?				**	*	
78	"	***		***				*?				**	*	
79	"	***		***		?		*?				**	*	
80	"	***		***		?		*?				**	*	
81	"	***		***				*?				**	*	
82	"	***		**				*?				**	*	
83	"	***		**				*?				*	*	
96	"	***		**				*?				*	*	
97	"	**		*				*?				*	*	
90	"	**		**		*?		*?				***	*	
91	"	**		**		*?		*?				***	*	
98a	Tuff		?	**				*	*			*	*	*
98b	Tuff	**	?	**				*	*			*	**	*

5元素は何れの試料にも共通して現われる。Crは処々に検出され、また Pbは極めて稀である。また Cuと Tiは全試料に共通して検出されるが、殆んど目で見てもその差が認められない。要するに油母岩の場合、全般的に共通して比較(有意差)の対象となるものは Ba, Sr及び Mnの3元素で、その外に Crが選択的に集中していることが第1表から通覧される。

次に各元素についての一応の垂直的变化を、この間に挟在する凝灰岩類と併せて吟味すれば次の様である。

1) Baは鍵層 Kyを境として上位層に濃いスペクトル線を表はし、特に Kvと75の凝灰岩の間が著しく強く現出している。Kyより下位層では一般に上位層に比べて薄いスペクトル線で、最下部の金山層が再び僅かに濃くなっているように認められる。

2) SrはKyを境として、Baと同様に上位の古口層に濃く、下位に薄いスペクトル線を示し、草薙層の下位に濃く金山層の上限の鍵層 Kz附近で再び薄いスペクトル線に変化している。Ba, Sr何れもKyを境としてその上位に濃く下位に薄いスペクトル線を示し、且つ75とKyの間の試料に濃いスペクトル線を認める。またBaでは草薙層は殆んど変化がみられないが、Srでは下位に濃くなっている傾向がある。凝灰岩類については、油母岩程上下の差は認められないが、Ba, Sr共に油母岩類とは相反してKyを境として下位に濃いスペクトル線を示しているように認められる。

3) MnはKyを境として上位に濃く、下位に淡く認められるが凝灰岩類では逆に下位に濃く上位に淡い傾向がみられ、Ba, Srと同様に逆の傾向を示している。

4) Crは処々に検出され、一般的な傾向は認め難いが、一応選択的に或層準に集中している。凝灰岩の場合も明瞭な傾向は認め難いが、Crのみが単独で存在することは稀で、Co及びNiと共存する場合が多い。従つて油母岩の場合にCrのみの単独の存在が著しい特徴として注目される。

5) Tiについては凝灰岩では、古口層上部に濃いスペクトル線の集中が認められるが、

第2表 草薙層及び金山層の無機成分(露頭番号 40, 42 の鍵層 Ky の下位より塩根川上流の旧及位橋附近の露頭番号 62, 63 の鍵層 Kz を経て及位部落の露頭番号 66 までの間)

No.	Rocks	Ba	Li	Sr	Co	Cr	Ni	Cu	Pb	Sn	Zn	Mn	Ti	P
99	Mudstone	*		*		?		*?				**	*	
101	"	**		*		*?		*?				**	*	
92	"	**		**		?		*?	*			***	*	
93	Tuff			**				*	*			*	*	*
94	Mudstone	**		*		*		*?				**	*	
100	"	**		*		*?		*?				**	*	
95	"	*		**		?		*?				*	*	
102	"	*		*		?		*?				*	*	
87	"	*		**		*?		*?				*	*	
84	"	*		*		?		*?				*	*	
88	"	*		*				*?				*	*	
85	"	*		**				*?				*	*	
104	Siltstone	*		*				*?				*	*	
89	Mudstone	*		*				*?				*	*	
103	"	**		*				*?				*	*	
86	Siltstone	*		*				*?				*	*	
105	Tuff	**	?	***	*	*	*	**	*			***	**	*
106	Mudstone	*		*				*?				*	*	
108	Tuff	**	?	***	*	*?	*	*	*			*	**	*
110	Mudstone	**		*				*?				*	*	
111	"	***		**		*		*?				*	*	
113	Tuff	**		***				*	*			***	*	*
116	Mudstone	***		**				*?				*	*	
117	Tuff	**		**				*	*		*?	***	*	*
119	Tuff	* *		**				*	*		*	***	*	*
124	Mudstone	**		*				*?				*	*	
125	"	*		*				*?				*	*	
126	"	*		*				*?				*	*	
142	"	*		*		**		*?				*	*	
143	"	*		***				*?	*			**	*	
144	"	*		*		*		*?				*	*	
127	"	**		***		*		*?				*	*	
145	Siltstone	*		**		*		*?				*	*	
146	"	*		**		*		*?				*	*	
147	Mudstone	*		***		*		*?				*	*	
120	Tuff	**	*	**	*	**	*	**	*			**	**	*
121	Mudstone	*		*		?		*?				*	*	
123	"	**		**		*		*?				*	*	
122	"	**		*		*		*?				*	*	
133	"	*		**		*		*?				**	*	
135	Tuff	***	*	***				*	*	*		***	**	*
136	Mudstone	*		**				*?				*	*	
137	"	*		**				*?				*	*	
139	"	**		***				*?				*	*	
131	"	*		**				*?				*	*	
148	"	*		***		*		*?				*	*	
128	"	*		***		?		*?				*	*	
129	"	*		***				*?				*	*	
130	"	*		***		*		*?				*	*	
132	"	*		***		*		*?				*	*	



No.	Rocks	Ba	Li	Sr	Co	Cr	Ni	Cu	Pb	Sn	Zn	Mn	Ti	P
140	Mudstone	*		***		*		*?				*	*	
141	"	*		*		*		*?				*	*	
149	Tuff	***		***				*	*			***	*	*
150	Tuff	**		**				*	*		*	***	*	*
157	Tuff	***	?	**				*	*			***	*	*
158	Tf. siltstone	*		*		*		*?				*	*	
159	"	**		**				*?				*	*	
160	Shale	*		*				*?				*	*	
161	Tf. siltstone	**		*				*?				*	*	
162	Tuff	**		**				*	*			**	**	*
163	Mudstone	**		**		**		*?				**	*	
164	"	***		***				*?				*	*	
165	"	*		*				*?				*	*	

第3表 古口層及び金山層の無機成分（釜淵橋下流側の露頭番号12より塩根川の下流春木川との合流点の露頭番号7の安山岩 Kb 及び下位の凝灰角礫岩までの間）

No.	Rocks	Ba	Li	Sr	Co	Cr	Ni	Cu	Pb	Sn	Zn	Mn	Ti	P
12	Tuff} Kx	***		**		*?	*	*	*			*	*	*
13	Mudstone	**		**				*?				*	*	
14	"	***		**				*?				*	*	
15	Tuff	**	?	***	*	*	*	**	*			***	**	*
17	Mudstone	*		**		?		*?				*	*	
18	"	*		**		?		*?				*	*	
4	Tuff} Ky'	***	?	**				*	*			*	**	*
9	Tuff			**				*	*			**	**	*
5	Mudstone	***		*				*?				**	*	
6	"	***		**				*?				**	*	
1	And.} Kb			**				*	*			*	**	*
2	And.}			**				*	*			*	**	*
3	Tuff	**		**			*	*	*			**	**	*

油母岩に於ては殆んどその差が認められない。

### 3. 微量無機成分による岩相解析の効果

今回実験を試みた各試料の岩質については茲では省略したが、一般に古口層のものは黒灰色塊状の泥岩、草薙層のものは硬質板状のシルト岩及び黒色泥岩からなり、金山層では灰色凝灰質シルト岩乃至硬質凝灰質泥岩によつて代表される。然しながら以上の各層は互に漸移関係にあり、本ルートではこの間に挟在する特徴的な凝灰岩の鍵層群を以て層区分の根拠とした。東北日本油田第三紀層に共通して発達する油母岩相を代表する船川層黒色頁岩相及び女川層硬質頁岩相に対して、本地域の古口層及び草薙層<sup>1)</sup>が略々類似

1) 本ルートでは草薙層の下位に発達する凝灰岩相を以て金山層としたが、中田・金山・真室川地域（春木川・大石川・板橋ルート）では後者が著しく膨大し、且つこれに続く凝灰岩相が前者に交錯しつゝ遂にその大半を凝灰岩相で置き換えていることが明かにされて来た。従つて金山層の従来の対比上の扱い方についても問題を生じて来ているが、これについて更めて別に報告する予定である。

した岩相層序をもつ累積関係を示しているが、本ルートを通じて凝灰質若しくは砂質の泥岩の混入がみられ、従つて全般的にはその全層厚の著しく少い点とも併せてやはり縁辺堆積相とみるべきものであらう。

然しながら新庄堆積盆地北縁部に於ける縁辺地域の中では、少くとも本ルートが正規の堆積岩によつて代表される云わば堆積区として抽出されたルートであり、これと著しい岩相的対立を示している凝灰岩区とが近接して本地域周辺が複雑な堆積現象の地域的対立をなした変局部であることは前にも述べた通りである。

上記のように油母岩の微量無機成分の中には、その間に挟在する凝灰岩類のそれとの間にそれらの累積関係の中で相反する傾向のあるものがみられる。このことはそれらの元素の分布を単に上述の堆積作用と火山作用との機械的な相互反映のみに期待することが出来ないことを暗示しているようでもある。この点に関しても続いて真室川町北東方の春木川ルート及び大石川・板橋ルートなどで代表される凝灰岩区について、この種の実験についての結果を述べた上で、地域的な検討を試みたいと考えている。

何れにしても今回行つた実験の結果については、上記の如く塩根川ルートに於て、古口層上限から金山層基底に至る間に累積する一連の漸移的油母岩相が、その間に挟在して共通した岩質の特徴でまとめられる鍵層群によつて岩相的に区分されると同時に、これらの鍵層群がかなり明瞭にその微量無機成分からも層準毎に区別することが出来るようであり、更に著しいことは特定の鍵層を距ててその上位若しくは下位の油母岩に於て顕著な微量元素の分布の変遷がみられることである。これらの元素分布の異動の起源については、未だ明確な解釈は出来ないが、少くとも今回実験を試みた塩根川ルートに於ける事実資料としての垂直的な岩相解析の効果を指摘しておきたい。

## 兵庫県中瀬輝安鉱床の母岩変質について\*

On the metamorphism of the Nakase stibnite ore deposit,  
Hyogo Prefecture.

山下 親 平 (Shimpei Yamashita)\*\*

### 1. は じ め に

中瀬鉱山は日本精鉱株式会社に属する含金アンチモン鉱床である。筆者はアンチモン鉱床についての研究を数年来行つて居るが中瀬鉱床については1952年より1955年に亘つて行つて来た。中瀬鉱山は兵庫県養父郡関宮村にあり山陰線八鹿駅より西方約16km旧山陰街道をバスにて約40分の地点にある。八木川の流域に沿つた地点にして北は標高1142mの妙見山を抱き南は大屋村西谷村の高さ平均600mの山陵地帯に属して居る。

\* この研究の一部は1955年10月日本地質学会関西支部西日本支部連合愛媛大会に於て講演した。

\*\* 愛媛大学工学部鉱山学教室

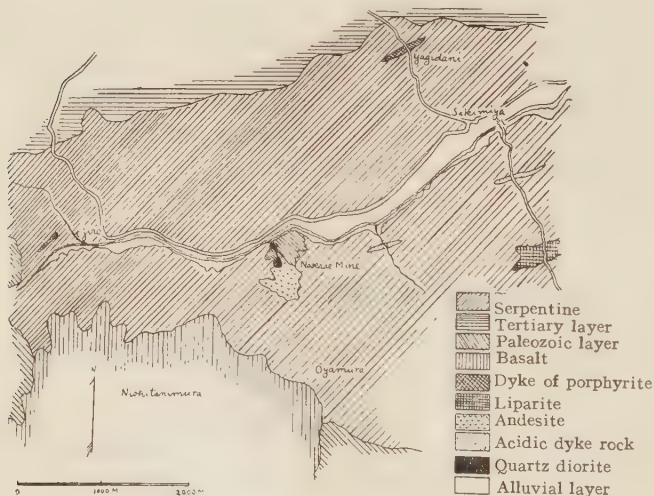
## 2. 地質概略

附近地質は所謂秩父古生層下部に属する所であつてこれを広く東西 13km 南西 6km に及ぶ serpentine の塊が被覆して居る。尚北部及東部に於ては第三紀層が広く発達し西部及南部には中生層が発達して居る。

第三紀層は shale, sandstone, conglomerate よりなり八木川の北部、西は万久里より東へ八木谷、葛畑、川原場に沿う線より以北であつてこれ等は basal conglomerate によつて serpentine の上に乗っている。特に八木谷附近に於て褶曲線をなし且つ逆断層によつて複雑な地質変動を示している。

古生層は地表に於ては地域の南部大屋村西谷村村界附近に一部残つて居るに過ぎない。古生層及 serpentine を貫いて後期に於ける igneous rock の magma が中瀬鉦区附近に噴出して居る。この magma は andesite 及 diorite 等で岩頸状の構造を示して居る。又八木谷相地附近にはそれぞれ酸性岩、玢岩等が岩脈をなして serpentine の上に噴出して居る。

第1図 Geological map of the Nakase mining district



## 3. 構成岩石

秩父古生層構成岩: slate, 千枚岩質粘板岩, 珪岩, 結晶片岩類よりなり千枚岩質粘板岩は黒色ないし暗灰色を呈し相当多く見受けられる。

結晶片岩類は sericite schist, chlorite schist, phyllite<sup>1)</sup>, chlorite phyllite 等で組織は三波川系結晶片岩と同様で schistosity, cleavage 共によく似て居る。一見三波川

1) 浜田室積氏は御荷鉦系と称せられたが小沢儀明氏により秩父古生層と同一系統の岩層で変質程度の異なる為に起る岩相の相違であると云われて来て居る。



系と同時代と見られるが部分的な変成によつたもので秩父系と見るべきである。

蛇紋岩： 頑火輝石、透輝石より変質したもので中生層のものは主としてホルンヘルス化されて居る。濃緑色で輝石斑晶の変晶が見られる。組織よりして三つの type に分けられる。即ち角礫状の serpentine と無斑晶の黒色 serpentine 及普通に見られる serpentine である。

石英閃緑岩： 顕微鏡下の組織では主成分として斜長石、黒雲母、角閃石、石英等であつて副成分としては単斜輝石、燐灰石、緑簾石が含まれて居り特に鉱床近くに於ては鉱化作用としての chloritization carbonitization を受けて chlorite, magnetite 等を含有して居る。

石英斑岩： 斑晶をよく表わしこの斑晶は斜長石、石英、黒雲母、角閃石よりなつて居る。石基は石英、斜長石、磁鉄鉱等よりなり相当鉱化作用に伴う chloritization, sericitization, carbonitization の影響が著しく表われて居る。

輝石安山岩： basalt magma が蛇紋岩及古生層を貫いて岩頸状、岩脈状をなして噴出して居り組織としては二つの type がある。即ち緻密なる石基のものと細粒の石基を有するものとである。緻密なる石基を有するものは黒色の石基中に rhombic pyroxene と clino-pyroxene<sup>1)</sup> を有して居る。即ち斑晶としては斜長石、普通輝石及 rhombic pyroxene を有し石基は斜長石、普通輝石、magnetite, rhombic pyroxene その他 glass 質のものである。今一つは細粒の石基中に斜長石斑晶で特長づけられるもので斑晶には rhombic pyroxene を有しておらない。又 texture の結晶は比較的大である。

#### 4. 鉱 床

下部秩父古生層構成岩石 (slate, 珪岩, phyllite 等)、石英斑岩、石英閃緑岩、serpentine 等の岩体中を WNW—ESE の方向とこれに  $45^\circ$  の方向の ENE—WSW の二つの方向の fissure に filling した鉱床である。この fissure の性質よりして明らかに動力作用が NEN の方向から SWS の方向へ行われ WNW—ESE の大きな fissure を生じこれに対す歪力により ENE—WSW の小 fissure を生じこれ等の中に mineralization を起したものと考えられる。然しこの mineralization は各 fissure に対して同時に行われたものでなく各 stage に分けられる (鉱物生成過程の項で詳論する)。之等の各鉱床は北部より石間歩鍾、銀切鍾、笹倉鍾、第二笹倉鍾、万寿鍾となり ENE—WSW 方向の小 fissure のものは第二銀切、第二万寿、笹間歩の各鍾である。

石間歩鍾： slate, 珪岩, phyllite, 石英斑岩, serpentine 等の接触を母岩とするもので走向  $N60^\circ\sim70^\circ W$  を示し傾斜は変化に富み零号附近では  $80^\circ N$ 、東引立で  $65^\circ N$ 、西引立で  $70^\circ N$  と両翼に緩傾斜となる。又鍾幅は平均 15cm 位で鍾の延長は 550m $\sim$ 560m 位である。

銀切鍾： 珪岩、石英斑岩、粘板岩、千枚岩を母岩とし走向  $N70^\circ\sim80^\circ W$  を示し傾斜は  $70^\circ N$  で石間歩鍾の平行脈と考えられる。東端の母岩は石英閃緑岩と変り平均鍾幅 10cm 位である。

笹倉鍾： 石英閃緑岩を母岩として走向  $N70^\circ\sim80^\circ W$ 、傾斜は北へ  $70^\circ\sim80^\circ$  位でやはり石間歩鍾の平行脈と見るべきである。母岩の石英閃緑岩には多くの節理を有し WNW

1) 北阜治：中瀬鉱山，地質(地下資源協会)，14，1950。

—ESE の方向と歪力による ENE—WSW 方向の節理で中瀬鉱床生成の動力作用の後期の余波を部分的に受けた結果と見られる。鉱脈は主に WNW 方向の mineralization によるもので節理中には余り鉱染しない。

第二笹倉鍾： 走向傾斜共に笹倉鍾に似て居るが母岩は石英閃緑岩を欠き phyllite, 輝石安山岩, serpentine 及それ等の接触部である。小規模にして鍾幅 5~10cm 程度のものである。

万寿鍾： 輝石安山岩, 石英閃緑岩及びこれ等の接触部を母岩とするもので走向  $N45^{\circ}$  W 傾斜は種々に変化し即ち東部は  $70^{\circ}$  N 上部に至つては  $80^{\circ}$ ~ $85^{\circ}$  S となり西部では  $76^{\circ}$  N を示す。石間歩鍾の平行鍾中石間歩に次ぐ大きなもので延長 300m 位である。

第二銀切鍾： 走向  $N70^{\circ}$ ~ $80^{\circ}$  E 傾斜  $60^{\circ}$ ~ $70^{\circ}$  N を示し母岩は serpentine, 古生層中の phyllite, slate 及それ等の接触部である。小規模なるもので ENE—WSW の剪断帯に属するものである。

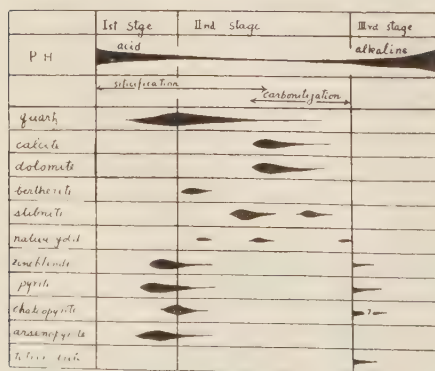
第二万寿鍾： 万寿鍾の西部 ENE—WSW の型に属するもので走向  $N80^{\circ}$ ~ $85^{\circ}$  E 傾斜  $75^{\circ}$ ~ $80^{\circ}$  N である serpentine 及 serpentine と輝石安山岩の接触部を母岩とするもので東部に於ては下盤に安山岩上盤に serpentine を有して居る。

雉間歩鍾： 万寿鍾東部を切断したる形となり ENE—WSW 型の剪断帯に属するものである。Serpentine を母岩とし走向  $N60^{\circ}$ ~ $70^{\circ}$  E 傾斜北へ  $80^{\circ}$  位で mineralization の後期に起つたもので特に zincblende を多く含有する。

## 5. 鉱物生成過程

以上の各鉱床より生成される鉱物は鉱石鉱物としては stibnite, chalcopryrite, zincblende, arsenopyrite, pyrite, tetrahedrite, quartz 及び native gold であるが脈石鉱物として quartz, calcite, dolomite 等が生成されて居る。之等鉱物の生成の順序としては本鉱床の性質よりして熱水液がその時々組成並に条件の変化に応じて除々に諸鉱物を沈澱して行つたものと考えられる。

第2図 鉱物生成順序



即ち 最初深部に於ける 熱水溶液 金属成分が上昇したがその時の solution の温度が相当高く、わずかに pyrite, arsenopyrite, chalcopryrite の順序に鉱染したに過ぎない。これを第1 stage とし、しばらく時間が経過したがその後 第2 stage として多量の 珪酸分を含む アルカリ性の溶液に変わり 沈澱を始め石英の crystallization<sup>1)</sup> が始まつた。この状態は比較的長く続き 緻密状塊状の石英を晶出し 金属成分の晶出と同時に 鉱化作用の末期まで作用したと考えられる。

1) 山下親平：地質，58，258，1952。

次に自然金を有する bertherite の晶出を起し比較的短期間に於て終つた。その間も硫化の溶液は pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite の順に尚も晶出を続けたがその量は極くわずかである。Bertherite, native gold に引続き stibnite, quartz が除々に沈澱しこれと共に自然金の第二の沈澱が行われた。この時の自然金は小粒状のものでありこの時には pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite の沈澱は殆んど完了したものである。

続いて第二回目の stibnite が沈澱し始めその時加里に富むアルカリ性の稀薄溶液は除々に透過して石英脈を分解して  $\text{CO}_2$  を得て carbonitization を行い部分的に脈石鉱物として方解石、白雲石が多量に沈澱した。この時も自然金は引続いて沈澱して居る。第二回目の stibnite は前のものよりも結晶大であり且つ石英、方解石及自然金等の結晶が大なる事からして鉱化作用は除々に行われたものであると考えられる。

熱水溶液の殆んど最後の時期に石英を保つ自然金の沈澱が認められる。これは晶洞化されたもので以前のものよりも更に細粒である。

これによつて一応鉱化作用は終了されたと考えられるが再び第3 stage として鉱液の回春の時期<sup>1)</sup> が考えられる。即ち本鉱床の性質並に火成岩と鉱脈との関係よりして玢岩々漿の遡入による石英斑岩に対する火成作用により再び温度の上昇をもたらして zinc-blende, pyrite, tetrahedrite の晶出を見る様になつたと考えられる (第2図参照)。

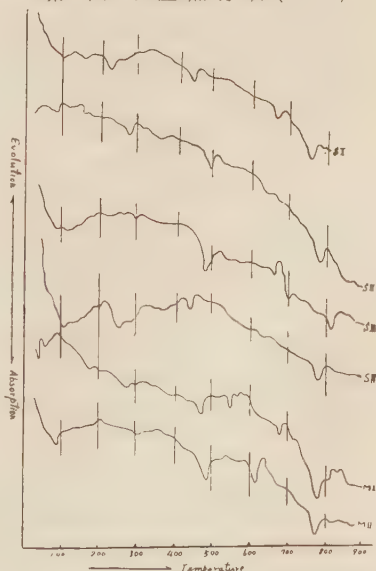
## 6. 示差熱分析の結果より見た母岩の変質

試料は石間歩通、万寿池共に鉱脈に平行した母岩即ち鉱液の中心部より約50cm離れた所を石間歩通に4ヶ所、万寿池に2ヶ所を採つて行つたものと、石間歩通のみについて鉱脈の走向と直角方向に鉱液中心点より上盤下盤共に距離80cm間隔に5ヶ所計10ヶ所採つて分析を行つた。

### a) 鉱脈に平行した母岩の変質

120°C 附近に見られる吸収ピークは万寿(MI)以外に総て表われて居るのは岩石中の水分の脱水作用の結果と見られるもので450°C~500°C 附近に見られる吸収ピークは石間歩(S4)以外は表われるも石間歩(SI) (SII)共に少い。之れは chlorite の分解に依るもので万寿(MII)に於て著しく表われて居る。又750°~800° 附近に見られる吸収ピークは総ての試料によく見られるものであるこれは炭酸塩鉱物の分解によるものと見られる。之等の反応を見ると500° 附近の反応よりして黄鉄鉱、黄銅鉱の鉱染は石間歩通、万寿

第3図 示差熱分析 (No. 1)



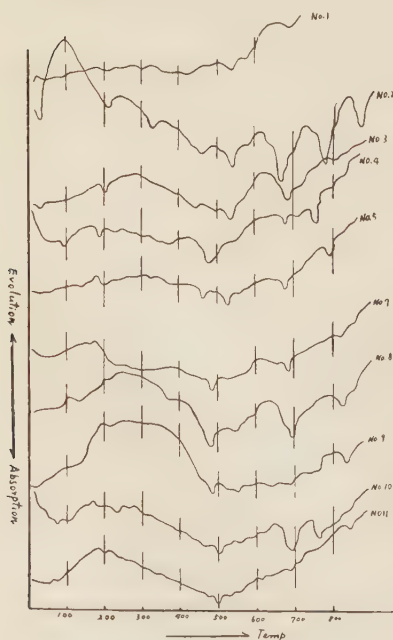
鍾共にはげしく変成を受けたことを物語るものである。又 chloritization は万寿(MII)に於て特にはげしくその他、石間歩(SIII), 万寿(MI)に於ても少しく作用を受けて居ることを示すものである。Carbonitization については何れもよく変成を受け特に 万寿(MI)(MII)に於て著しい作用を受けたものである。全体として carbonitization は変成作用の起り方が少いのである。この様に各種の金属成分の浸透による変成は万寿鍾の方が石間歩鍾よりもはげしく変成を受けたことを物語るのである(第3図参照)。

#### b) 鉍脈の線に直角方向の母岩の変質

鉍脈中心より上盤に4m下盤に4m計8mの範囲内で80cm間隔に取った試料の分析結果によると100°C附近に見られる吸収 curve は総て sample に見られる脱水作用の結果であり160°C附近の発熱作用はCa, K<sup>1)</sup>の作用によるものでNo.7, No.4, No.5に反応が見られる。即ち鉍脈の近くに於ては見られるが他には見られない。

450°~500° 附近の吸収ピークは黄鉄鉍, 黄銅鉍の分解によるもので総ての sample に見られる母岩として鉍脈に遠ざかるに従い pyrite, chalcopyrite の鉍化作用は劣えると云うことは考えられない。即ち Fe, Cu 成分の浸透に当つては相当遠距離に及ぼすことが分るのである。

第4図 示差熱分析 (No. 2) i



600°~650° 附近の吸収ピークは Al Mg の分解によるもの即ち chlorite の分解に依るものであるが No.1, No.2, No.3, No.7, No.8, No.10 に見られ特に No.2, No.3, No.8 にはげしく鉍液中心より2m~3m範囲に於てはげしい。又750°~800°C 附近の吸収ピークは炭酸化作用によるもので No.2, No.3, No.4, No.5, No.8, No.9, No.11 に見られるが全体的に一樣に少く特に鉍液の中心附近には行われないのである。(第4図参照)

示差熱曲線の性質より考えて Sb 成分の浸透は全くなく Fe, Cu 分の変質は比較的遠距離に及ぼし鉍液の主流よりさけた行き方をする。又 Ca, K については同様なことが言えるが Fe, Cu 分の浸透程も遠くに及ぼさない。即ち Cu, Fe 分の最初の crystallization によって浸透性を欠いたものと考えられるのである。

1) Grim: Clay Mineralogy 178, 1953.



## 7. 分光分析の結果に依る母岩変質

石間歩鍾, 万寿鍾共に鉍脈に直角な方向に 8m の範囲内にて各々 11 個計 22 個の sample について分光分析を行った結果 Si, Al, Mg, Sb, Fe, Cu, Mn, Zn, Ti, Ca, K 等が存在することが明らかになったが Sb に関しては鉍脈中心部のみで他には全然検出出来ない。Ti 成分については各 sample に見受けられ鉍液温度の関係から見て鉍液中には存在せず熱水溶液の浸透には関係なく原岩石に存在しその移動性も考えられない。

石間歩鍾, 万寿鍾について特に鉍床近く 50cm 以内の母岩について調べた結果によると Mg, Si, Al, Ca, K, Na, Fe, Mn, Ti, Zn, Ni 等が存在することが分つた。この内 Si, Mg, Ti, Al, Ca, K, Na は原岩石に存在することが分り Si の一部及金属成分としての Fe, Cu, Zn, Mn 等は何れも母液の鉍化によるものと考えられる。即ちこの場合 Fe, Cu 分の浸透に当つては石間歩鍾, 万寿鍾共に等しく浸透して相当鉍化作用が行われたと考えられる。即ち pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite 等の品出状態は顕微鏡観察と一致して居るのである。Zn については石間歩(SIV)に相当はげしく行われ zincblende の鉍化は石間歩鍾の東部に於て相当はげしく行われその他の部及万寿鍾に於ては余り鉍化作用を及ぼさなかつたことがうかがわれる。Zn と Fe との相関関係については Zn の多い所で Fe 分も多く pyrite の鉍液が多い様である。

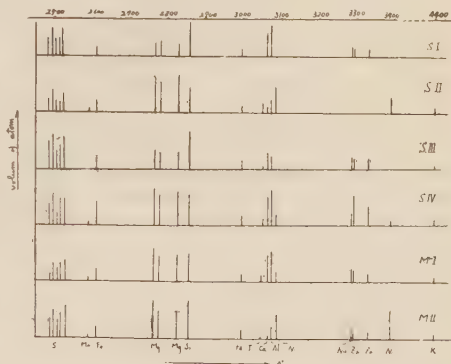
又総ての sample 中に Mg, Ca 分の相当多いのは母岩に対する carbonitization によるものと考えられ Mg, Al 分の多いのは chloritization によるものと考えられる。Ti 成分については石間歩 (SI) 及万寿 (MII) に存在するが Ti 成分の存在によつて他の変質帯に及ぼす影響は考えられないのである。Ni 成分は石間歩(SII)に多いのは母岩が serpentine である為によるものと考えられる。

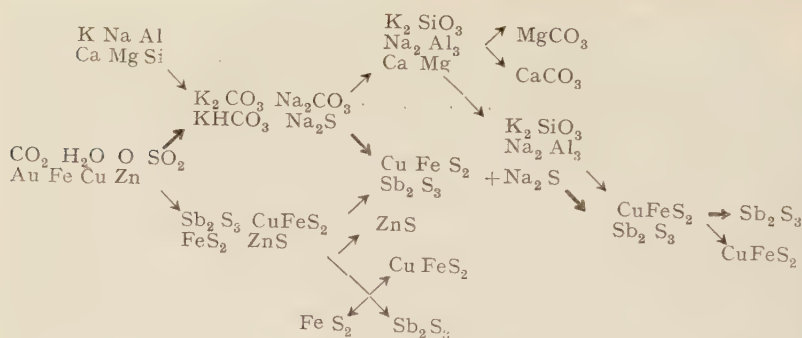
何れにしても Sb 成分が鉍脈に直角方向及び沿う方向のものの母岩中に全然検出することが出来ないと云う事は Sb そのものは鉍化することなく即ち熱水溶液の最初の噴出圧力に作用されることなく常に溶液体の中心部に停滞して終始溶液自体の流動性に従つて沈澱していったものと考えられる。

## 8. 母岩の熱水作用

母岩が多少珪化作用を伴つて居ることからして熱水溶液は酸性であつたと考えられる。silicification は他のアンチモン鉍床に見られる如く著しくなく一部に於て石英脈や quartz の mass を形成したもので、更に鍾によつてはその変質帯では silicification の zone を欠き pyrite, chalcopyrite を伴う zone になっておりおそらくその酸性度は余

第 5 図 分 光 分 析





り高くなかつた様である。そして漸次変質帯の中心部より深部に至るに従い酸性度は強く外部に行くに従い弱硅化帯となつて酸性より弱アルカリ性、アルカリ性への溶液と変化したものと考えられる。即ち最初酸性度の比較的強い Cu, Fe, Sb, Zn, S, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, SO<sub>2</sub> 等を持った original magma が rock 中を上昇移動して居る間にその酸性度を次第に減少して rock の成分としての K, Na, Al, Ca, Mg, Si 中 K, Na 成分の多量のアルカリ性成分を抽出して温度の低下と共に K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>S の形のアルカリ溶液に変わり Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, CuFeS<sub>2</sub>, FeS<sub>2</sub>, ZnS の様な硫化物となつた。そしてその形のまゝ沈澱するがその内の Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, CuFeS<sub>2</sub> の形の一部はアルカリ solution 中の Na<sub>2</sub>S, K<sub>2</sub>S に soluble<sup>1)</sup> されて熱水溶液中を上昇移動して行つた。そして残つた FeS<sub>2</sub>, ZnS の形のものはそのまゝ、鉱床下部に沈澱して行つた。

更に K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> を含むアルカリ性の溶液は rock 及 quartz vein に carbonitization を行いアルカリ度の条件によつて CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub> の形で沈澱して行つた。析出した K<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>Al<sub>3</sub> のものは先の Na<sub>2</sub>S に soluble された Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, CuFeS<sub>2</sub> のものを合流してそれ等を更に上昇移動させ、適当なアルカリの条件の下でそれぞれ colloid の状態で沈澱して行つたと考えるのである。

故に Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> としての crystallization には先に晶出した過程のものと熱水溶液の最後に晶出した過程のものとの二つの型に分けられるのである。即ち

- 前者のものは熱水溶液としての絶対温度が比較的高温で且つアルカリ度の比較的低い条件の下で除々に crystallization を起したもので溶液の主流から逃脫した所に於て生成されたものである。
- 後者のものは熱水溶液としての絶対温度が比較的低く且つアルカリ度の比較的高い条件の下で急激に crystallization を起したもので溶液の本流に沿つた所に於て生成されたものである。

附記：本研究に関して現場にては中瀬鉱業所採鉱課長柳榮正治氏に又分光分析実験にては京都大学理学部地質鉱物学教室の立川正久氏に種々お世話になつたことを感謝する。又使用した費用の一部は文部省科学研究費によつたことを明記し関係各方面の方々に對し感謝する次第である。

1) 田久保実太郎, 鵜飼保郎, 横井俊雄: 鉱山地質, 4, 100, 1954.

## 山 形 県 瀬 見 産 ド レ ラ イ ト 及 び 関 聯 岩

On the dolerite and allied rocks of Semi, Yamagata Prefecture.

今 田 正 (Tadasi Konda)\*

**Abstract:** So called "Semi dolerite" is represented by sills and dykes of seven masses. The writer classified those dolerites geologically and petrologically in two groups, namely Semi dolerite and Nagasawa dolerite. Semi dolerite intrudes in the lower part of Nagao formation and the upper part of Semi formation as sill form, but rarely in Nozoki formation in dyke form. Then, Nagasawa dolerite intrudes in the lower part and extrudes in the middle part of Nagasawa formation.

Sills and dykes of Semi dolerite show chilled margins at the lower and upper contact with the intruded sediments. The thickness of the largest sill is 24.4 meters, while its chilled base is 0.8 meters and its upper chilled margin is 0.5 meters thick. When the thickness of sill is over about 20 meters, the petrographic and chemical compositions vary remarkably from the margins to the central and upper part in one sill, by differentiation "in situ".

The writer found a differentiation sequences in Semi dolerite sill as follows, namely, chilled margins, normal dolerite, felsic dolerite (dioritic layer in the upper part), dolerite pegmatite and granophyric segregation vein. Nagasawa dolerite sills 18.6 meters in thickness, and the grain size is relatively small and uniform throughout the whole body.

As a characteristic nature, it includes numerous xenocryst of quartz, skeleton like plagioclase and hornblende like matters. The chemical composition of Nagasawa dolerite, comparing with the felsic differentiates of Semi dolerite, has the next characteristics:  $\text{SiO}_2$  component of the latter is equal to the one of the former, while  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  component is poor, and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{MgO}$  components are richer in the latter than in the former. Judging from the chemical composition as well as the mineralogical compositions, Nagasawa dolerite is believed to have been derived from the original magma of Semi type dolerite not by the differentiation process, but by the assimilation of the felsic materials as probably the granitic materials.

## 1. 緒 言

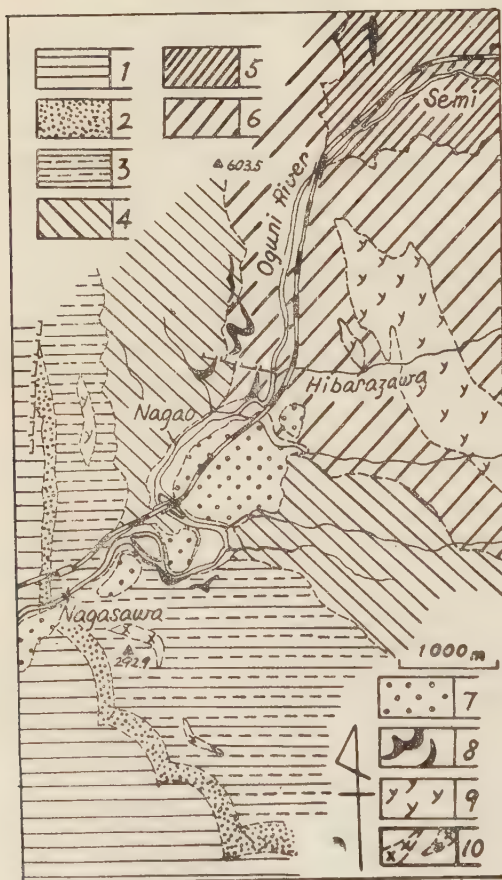
筆者は先に新庄盆地周辺に発達する粗粒玄武岩類（瀬見産粗粒玄武岩をふくめて）は地性<sup>1)</sup>をもつことを発表した。その後、粗粒玄武岩のもつとも発達する出羽丘陵中央部（青沢地域（庄内盆地東縁部）を調査した結果、これら粗粒玄武岩は泥岩厚層の発達する

\*山形大学文学部地学教室

1) 今田正：岩鉱，35，11～15，1951.

限られた地質条件のもとで浅所侵入した岩床 (sill) である事が分った。然し同一地域でも、下部層準に侵入したものと、上部層準に侵入したものとかなりの岩種の変化<sup>1)</sup>がある

第1図



- 1 - 舟形層群, 2 - 南沢層, 3 - 長沢層, 4 - 長尾層,  
5 - 瀬見層, 6 - 及位層, 7 - 段丘礫層, 8 - ドレ  
ライト岩床, 9 - 流紋岩熔岩, 10 - 玄武岩熔岩

事が分った。なお、瀬見産粗粒玄武岩も、同岩の 進入層準より上位にある 長沢 進入岩床とは 岩石学的にかなりの相違が認められる。この報文は 上述 2 岩床の 岩石学的内容と、進入層準の 地質学的性格を 述べたものである。当地の地層は 下位より 及位層、瀬見層、長沢層、南沢層、及び 舟形層群に分け、粗粒玄武岩の産出地点は 第 1 図に、進入層準は 柱状図に、各々明示してある。最後に、この研究<sup>2)</sup>には、小倉勉教授、石川俊夫教授の 御指導を戴き、深謝する次第である。

## 2. 火山岩の産出状態

当地の各地層に 火山岩が著しく伴はれる。その産状の吟味は 層位学的にも又 岩石学的にも、軽視することの出来ないものである。次に 各火山岩<sup>3)</sup>の産状について述べる。

**玄武岩** 玄武岩は 及位層、瀬見層、長沢層の各層に伴われる。

及位層の玄武岩<sup>4)</sup> これはもつとも厚く、150 米 (-) の厚さで、当地の及位層の 最

1) 今田正：岩鉱，38，144～155，1954。

2) 文部省科学研究費によつて行われた。明記し深謝す。

3) 火山岩の産状は、紙数の関係上、特に 瀬見ドレライトに関連する玄武岩、粗粒玄武岩についてのみ述べた。

4) 瀬見温泉に標式的に分布する。Fig. 2 にはドレライトの 進入層準からかなり離れるので一応除いてある。

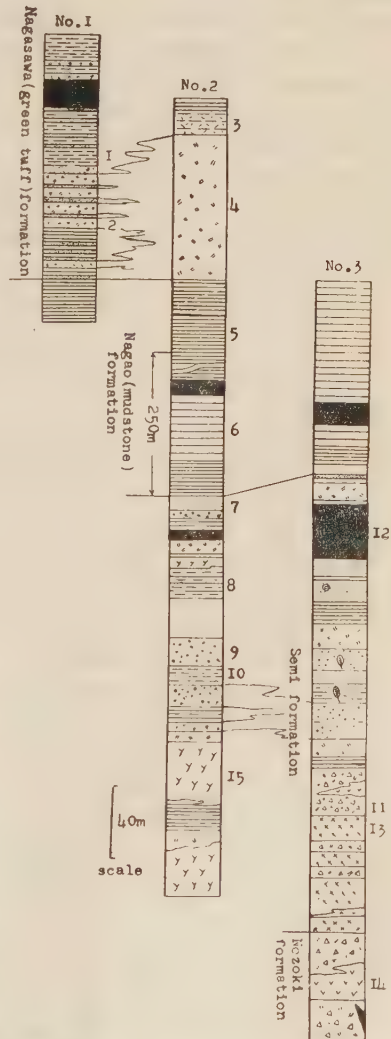


下部をなして、南北に3軒、東西に5軒に亘り分布する。上部が同質凝灰角礫岩に漸移し、又下部に凝灰岩を介在する点より熔岩流とされる。著しい特徴は常に epidotization を受け、緑簾石が散点状に又は微脈をなして、同岩に含まれている。量的に多い点注目値する。

瀬見層の玄武岩は瀬見層の下部に多く介在する。柱状図(第2図)に示されるように、4枚<sup>1)</sup>含まれる。厚さ10米~30米の薄い熔岩流で同質凝灰角礫岩と互層する特徴がある。熔岩は緻密質で下部が稀に集塊岩状を呈する。分布は小国川より北部に3軒まで追跡出来るが、更に北部まで延長する可能性がある。産状としての特徴は、数枚の玄武岩流が同質凝灰角礫岩を介在して、他の性質の火山岩を交えず、一つの単位をなして、地層に伴はれる点である。岩質は詳細にふれないが、 $\text{SiO}_2 = 49.12\%$  の無斑晶輝石玄武岩より  $\text{SiO}_2 = 57.88\%$  の安山岩質玄武岩まである。変化(alteration)としては石英の微脈が発達しかなりの silicification 及び chloritization が認められる。この変化した無斑晶輝石玄武岩は  $\text{SiO}_2 = 57.14\%$  で  $\text{SiO}_2$  量が 8.02% も増加する。

**長沢層の玄武岩** これは先に故大塚弥之助博士により長沢火山岩体<sup>1)</sup>と命名されたものである。長沢層の中部に同質岩の1(纏大の角礫を含む凝灰角礫岩と交錯状に入り組んだ産状を示し、又下盤側は集塊岩状及び俵状熔岩の形態を示し熔岩流と解される。熔岩流の厚さは最大15米(+)でかなり厚く、三枚の熔岩流が略同層準に発達する。興味ある点はこの玄武岩は蝕蝕斜長石及び石英を含む特徴があり、当地域の他の玄武岩と容易に区別出来る。更にこの特徴をもつ玄武岩が熔岩流として入る層

第2図 粗粒玄武岩進入関係柱状図



1) 図の外にもう一枚ある。植物化石産出の層準に入る。

準下約 4' 米の位置の凝灰質泥岩、砂岩互層の、かなり整層の発達した位置に 进入岩床として産出する。このことは出羽丘陵地域における dolerite の basic magma intrusion の进入時期の上限を示す一資料として貴重なものである。

**粗粒玄武岩** 瀬見粗粒玄武岩は一般に sill の産状を示し、地層に略平行して含まれる。一般に岩床の産状を示す岩体でも、进入した岩床と熔岩流として流出した岩床の二種類ある。本岩の場合は上盤側をみると、第 3 図のように、ゆるい凹凸面を示し、軽度地層を切るのが観察される。又被进入の堆積岩は著しく黒色化し、更に硬質化するのが普通である。瀬見粗粒玄武岩は sill の厚さ 5 米より 25 米(正確には 24.35 米) までである。延長は 350 米( ) まで追跡される。一般に厚さ大なる 程粗粒となり、厚さ薄い場合は玄武岩と粒度、岩石の組織が同じである。

第 3 図 瀬見粗粒玄武岩々床の垂直断面図(厚さ 24.35m)



1. chilled margins
2. relatively pyroxene rich type
3. medium grain type
4. normal dolerite
5. acidic dolerite

第 1 表は瀬見粗粒玄武岩体の粒度の変化の一例である。この表より进入体の上盤及び下盤は厚さ 50 糎乃至 80 糎の chilled margins をしめしている。中心部にゆく程粗粒となり、最も粗粒の部分は进入体の中心よりやや上位にある。又そこでは pegmatitic schlieren が岩床进入面に略平行に多数伴っている。

第 1 表 瀬見粗粒玄武岩の垂直断面中の最大粒度(mm)

	plagioclase	pyroxene
24.1m	0.23 0.88	0.11
22.2m	( 7.15 ) 1.04	0.14
18.2m	( 8.25 )	0.83
15m	2.04 ( 6.28 )	3.40
8m	0.86 ( 6.72 )	0.96
3m	0.42 ( 6.35 )	0.74
0.5m	0.24 ( 5.92 )	0.34
contact	0.16 ( 3.26 )	0.08

括弧内は斜長石斑晶の長さを示す。

次に瀬見粗粒玄武岩は、当地域内では 5 岩体がある。これらは全く同一岩相をもち同一岩漿源のものである。5 岩体の进入層準を前記第 2 図よりみるに、長尾泥岩の下部と瀬見層の上部にある。即ち略 70 米層厚の比較的限制られた層準範囲に进入している。尚及位層中に岩脈状に産出する同岩は、进入岩漿の通路として、岩床の下位の無層理凝灰岩の中に岩脈状に入つたものと考えられる。

**長沢層の粗粒玄武岩** 長沢部落東方約 1 軒の道路に露出する。この岩体は、嘗て前記、長沢火山岩体として記載され、産状は岩脈とされた。然しその産状は下盤側が道路下の川底に露出し、 $N80^{\circ}W, 25^{\circ}S$  の走向傾斜で露出する、砂岩泥岩互層に、略平行に進入している。更に上盤は凝灰質泥岩の層に平行して入っている。然しこの岩体の北側は貫入状に黒色硬化した泥岩と、急傾斜の角度で接触し、この泥岩を切っている。従つて一部は岩脈状にも解される<sup>1)</sup> が全般的にみた場合は岩床として間違いない。厚さ 18.0 米で下盤側はかなり細粒である。更に下盤より 4 米から 8 米までは玉髄の 1 耗乃至 2 耗大の細脈が略下盤側の面に平行して、多数含まれている。下盤より 1 米前後が、かなり粗粒化し、興味ある点は石英結晶が多い。次に上盤より 5 米前後は、多孔質で、孔隙の中に緑色鉱物がみられる。この岩体は上盤の観察より略進入した岩床と解されるが、粒度がかなり細粒である点、岩石学的の意味では *dolerite* にできないが、瀬見粗粒玄武岩のみ進入の末期のものとして、一連の *dolerite magma* 進入の一員に加えるべきである。粒度構成がかなり細粒なのは、*sill* の厚さにもよるが、一般に進入層渾の上位のものは、末期を代表し、又進入位置が、早期のものに比し更に地下浅処であるため、一般に細粒化されている。

### 3. 岩 石 記 載

(a) 瀬見ドレライト ( $SiO_2 = 49.82 \sim 53.56$ ) 檜原沢対岸の崖に露出する岩体で、上盤から下盤まで観察される。本岩は既に産状の項で述べたやうに、厚さ 24.35m を示し、その中で *facies* の変化がみられる。第 1 表に示される様に粒径も、かなり変化する。興味ある点は粒径の変化に伴い組織も変る。即ち周縁部は細粒の間粒組織を示し、最粗粒部（下部より 15m 前後の位置）はオフィテック組織を示し *normal dolerite* と云える。上半部及び下半部は準オフィテック組織を示す。特に上半部には填間状に石英、カリ長石が、多く含まれる。本岩の主要構成鉱物は斜長石、輝石、磁鉄鉱で、その他、橄欖石、石英、カリ長石を少量伴う。又緑泥石、磷灰石（針状結晶）も多く含まれる。斜長石は成分上二種類ある。即ち 3~8 耗及び 0.5~1 耗大の結晶と 0.1~0.4 耗大の長柱状結晶である。前者は  $An_{65} \sim 70$  の曹灰長石で後者は  $An_{45} \sim 50$  の中性長石で、明な成分差がみとめられる。即ち、最粗粒の部分の他は、かなり斑状組織が著しい。輝石は  $2V(1) = 32^{\circ} \sim 48^{\circ}$  の単斜輝石と  $2V \approx 0^{\circ}$  のビジオン輝石の二種類含む。橄欖石は岩床の下半部及び下盤の周縁部に少量含まれるが殆んど緑泥石に変化している。石英及びカリ長石は岩床中に普遍的に含まれるが、特に上半部に濃集する傾向がある。又粗粒の *normal dolerite* 中ではカリ長石と石英が微文象構造を示して含まれる。磁鉄鉱は、他の構成鉱物の粒径の変化と共に、大きさが変わり、周縁相では微粒であるが、粗粒相では 1~3 耗大の結晶として含まれる。量的にかなり多く未分化の周縁相にも比較的多いのが特徴である。次に、このドレライト中で、*in situ* による分化が行はれ、各種の岩相 (*rock facies*) を示している。筆者は次の 6 *facies* を認めた。

(1) *chilled margins* (2) 輝石のかなり多い部分(下盤接触より 0.5m) (3) *normal dolerite* (4) *dioritic part* (最上部) (5) *dolerite pegmatite* (6) *segregation vein* 以上の 6 相である。この *rock facies* 形成の原因としては、鏡下観察、野外資料より、輝石及び橄欖石の沈降による重力分化と、残液の濃集による晶出分化があげられる。筆者

1) 断層の可能性がある。

第2表 瀬見粗粒玄武岩の化学成分

	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	50.54	51.84	49.82	53.56	59.14	64.84	53.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.24	13.32	14.20	13.42	13.42	11.11	15.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.68	4.32	5.86	4.75	4.13	8.04	4.09
FeO	6.81	6.67	6.04	6.70	7.81	3.29	3.86
MgO	7.12	7.48	6.68	3.78	3.44	1.96	5.36
CaO	7.78	8.62	8.52	7.88	5.12	4.74	7.84
Na <sub>2</sub> O	2.69	3.25	2.76	3.26	3.49	3.58	2.24
K <sub>2</sub> O	1.05	0.40	0.83	0.89	1.61	1.72	0.67
H <sub>2</sub> O(+)	1.26	1.56	1.07	1.34	0.24	0.18	1.48
H <sub>2</sub> O(-)	1.78	1.86	1.98	2.18	0.56	0.86	2.86
TiO <sub>2</sub>	1.48	0.76	1.65	0.60	0.94	0.33	0.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.26	0.32	0.48	0.22	0.18	0.10
MnO	0.23	0.13	0.25	0.18	0.17	0.13	0.13
Total	99.77	100.47	99.98	99.02	100.29	100.96	98.73

1. Lower contact of Semi dolerite
2. 0.5 m. point from lower contact
3. 15 m. point from lower contact
4. 23.4 m. point from lower contact
5. Dolerite pegmatite at 18 m. point from lower contact
6. Segregation vein (granophyric) at 16m. point from lower contact
7. Nagasawa dolerite

は、この各岩相の岩片の総化学成分より、各酸化物の変化の傾向を調べた。即ち、第2表 1. 2. 3. 4. 5. の分析値より、その傾向を求めると、次の点があげられる。(a) SiO<sub>2</sub> 成分は normal dolerite では僅か減少するが、dioritic part で 3%, pegmatite で 9%, segregation vein では 14% 増加する。(b) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 成分は漸次減少するが、segregation vein では約 4% 減少する。(c) 鉄成分は漸移的に増加するが、segregation vein において 1.7% 増加し、その濃集の程度弱い特徴がある。(d) MgO 成分は岩床の下部で、分化の進むに従い著しく減少する。(e) CaO 成分は、僅少増加するが、pegmatite 及び segregation vein では急激に減少する。(f) アルカリ成分は、やゝ増加する。以上の点が要約されるが、この傾向を Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO—MgO—Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O 三角図表によつて現すと、Tasmania 産ドレイトの分化<sup>1)</sup>と類似する。特徴的に、鉄成分の濃集は著しくない。

(b) 長沢ドレイト (SiO<sub>2</sub> = 53.76%) 本岩は外觀、優黒質の細粒岩である。斑状組織を呈す。構成鉱物は、斜長石、単斜輝石を斑晶として含み、石基は斜長石、単斜輝石、磁鉄鉱よりなる。尚、その他、斑晶として融蝕された石英、虫喰状斜長石、角閃石様鉱物が含まれる。石基は完晶質で間粒組織又は填間組織をなす。斑晶斜長石は 1.2 耗 ~ 4.2 耗大で、壁開の著しい短柱状結晶である。注目すべき点は、この斜長石は大部分が融蝕を

1) Edward, A. B. : Jour. Geol., 50, 1942.



うけ、結晶内部に点滴状玻璃ができ、虫喰い状を呈している。又外殻に新鮮な斜長石を伴い、一種の累帯構造を示している。内部は  $An\ 46\sim 50$  ( $n_D=1.552\sim 1.556$ ) 外部は  $An\ 52\sim 60$  ( $n_D=1.557\sim 1.561$ ) で成分上、著しい差はない。石基中の斜長石は  $0.1\sim 0.3$  耗大、自形性の強い、短柱状結晶で  $An\ 59\sim 64$  ( $n_D=1.560\sim 1.564$ ) の曹灰長石である。従つて斑晶石基間の成分差は殆んどない。単斜輝石は斑晶としては、量が少く、殆んど  $0.1\sim 0.6$  耗大の、かなり自形性の強い結晶として大部分石基に多く含まれる。斑晶をなすものは、 $\alpha=1.685\sim 1.690$   $2V(\mp)=60^\circ\sim 62^\circ$  の普通輝石で、石基中のものは  $2V(\mp)=34^\circ\sim 37^\circ$  のピナオン質輝石である。又、石英の周りに密集する反応縁の輝石は  $2V(\mp)=36^\circ$  の単斜輝石である。又、石英は長径  $0.7\sim 2.5$  耗大で、著しい融蝕を受けている。結晶内部に、include する鉱物はないが、結晶内部にできた、割目に沿い玻璃が発達する。一般に普通輝石の反応縁をもつ。次に斑晶大の鉱物でかなり長柱状の鉱物が、緑泥石、玻璃及び磁鉄鉱様鉱物に置換されているのがあり、薄片内に数個含まれる。恐らく角閃石の変化したものと考えられる。又填間組織の間隙には玻璃及び緑色鉱物が含まれる。上述記載よりみると、本岩はやゝ斑状のソレアイト玄武岩で、外來結晶を伴うものであると云い得る。

なお、化学組成(第2表7)は嘗て、故杉健一教授が研究された、山口県萩市笠山の石英玄武岩<sup>1)</sup>に近く、特に、同教授の理論的に計算された、橄欖石玄武岩と花崗岩物質との混成玄武岩漿の成分に類似する点は興味深いものがある。

#### 4. 考 察

瀬見ドレライトは、長尾泥岩堆積に伴う玄武岩漿の進入によりできたものであるが、進入層準にかなりの距離をもつて、長沢ドレライトの進入がみられる。これは野外地質よりみて前者の進入に後続し、更により浅処に進入したものと考えられる。一般に出羽丘陵地域で、ドレライトが薄い岩床を示す場合、岩脈に入っている場合、又は一連の進入岩床の中で最上部のもの等では、典型的な ophitic texture を示さないことが多い。然し、同じ地質関係の中で、同一地域に於いて一連の進入岩床を示す場合は、何等かの成因関係をもつと考えられる。本報文の瀬見及び長沢のドレライトも亦そうである。長沢ドレライトは瀬見に比し、 $SiO_2$  量多く acid type<sup>2)</sup>とされる。従つて、若し前者が後者より岩漿分化によつて生成されたならば、両者の間に、構成鉱物の種類及びその性質、又は化学成分上より何等かの関係をもたなければならない。然るに、構成鉱物を比較すると、長沢ドレライトは外來源とされる石英、角閃石様物質を含むと云う特徴の外に、瀬見ドレライトの分化の末期を代表する pegmatite, segregation vein (granophric) 及び sill の上部にみられる dioritic layer に多くでる、kalifeldspar を全く含まない。更にドレライトの分化の進むに従い、felsic mineral が減少し、逆に quartz, kalifeldspar 等が約  $6\sim 10\%$  に増加する。一方、長沢ドレライト中の充填状石英及び玻璃は  $2\sim 4\%$  に過ぎない。構成鉱物の性質として、石基中の斜長石は、寧ろ長沢ドレライトの場合が calcic type である。化学成分上よりみると、 $SiO_2$  成分は瀬見ドレライトの dioritic layer (第3表

1) 杉健一：九大理研究報告，3，昭26。

2) 分化の尺度として  $SiO_2$  量をもつてすることは、必ずしも適当に考えられないが、従来の概念の下で説明を進めることにする。

4)に近い。 $Al_2O_3$ 成分は chilled margin よりもやや多く、更に分化の進んだものよりは、かなり多くなる。鉄成分は著しく少ない。 $MgO$ 成分は chilled margin より少ないが、分化の進んだものよりは比較的大である。 $CaO$ 成分は、著しい相違はないが、pegmatite 及び segregation vein 中のものに比較すると、かなり多い。アルカリ成分は chilled margin と略々同じであるが、分化の進んだものに比較すると少い。以上の各性質をみると、長沢ドレライトは、総ての点で瀬見ドレライトの岩漿分化によつて出来たと考え難いものがある。恐らく瀬見ドレライト岩漿に花崗岩質物質の同化により長沢ドレライトが生成されたものと考えられる。最後に、簡単にのべると、ドレライトは出羽丘陵のみならず東北地方に広範囲に分布し、各種の岩型を示している。筆者は現在の段階で、8種類認めている。これ等は、岩型と云うより、東北地方に於ける一連の火成活動を示すドレライト岩漿の岩種 (rock species) としたい。又岩型にみられる *in situ* の分化産物は岩相 (rock facies) とされる。この岩相と岩種の間、どう云う成因関係があるか、充分検討されるべき問題である。これは、ドレライト岩漿侵入の地質条件の解析と、各岩体の詳細な実験資料を得て、初めて解釈されるであらう。

## 鳥ノ巣統砂岩の耐圧強度と弾性係数の測定について

On the measurements of the bearing-power and the modulus of elasticity of sandstone in the Torinosu series.

倉持文雄 (Fumio Kuramochi)\*

### 1. 要 旨

東京都西多摩郡奥多摩町水根附近に分布する、ジュラ紀鳥ノ巣統小河内層帯鷹ノ巣山層に属する<sup>1)</sup>砂岩・頁岩互層中の砂岩の乾燥状態における、耐圧強度と弾性係数を測定した。

また前記の測定にあつて、あらかじめ見掛け比重・吸水率・有孔率等も測定した。その結果2岩塊 (A・B) の耐圧強度および弾性係数は次の通りである。

岩 塊	耐圧強度 kg/cm <sup>2</sup>	ヤング率 D/cm <sup>2</sup> × 10 <sup>11</sup>	ポアッソン比	体積弾性率 D/cm <sup>2</sup> × 10 <sup>11</sup>	剛性率 D/cm <sup>2</sup> × 10 <sup>11</sup>
A	2,681.3~3,447.3	6.5~7.8	0.22~0.27	4.1~5.3	2.6~3.1
B	2,605.6~3,160.0	6.2~10.1	0.15~0.33	3.5~6.8	2.5~4.4

### 2. 試 料

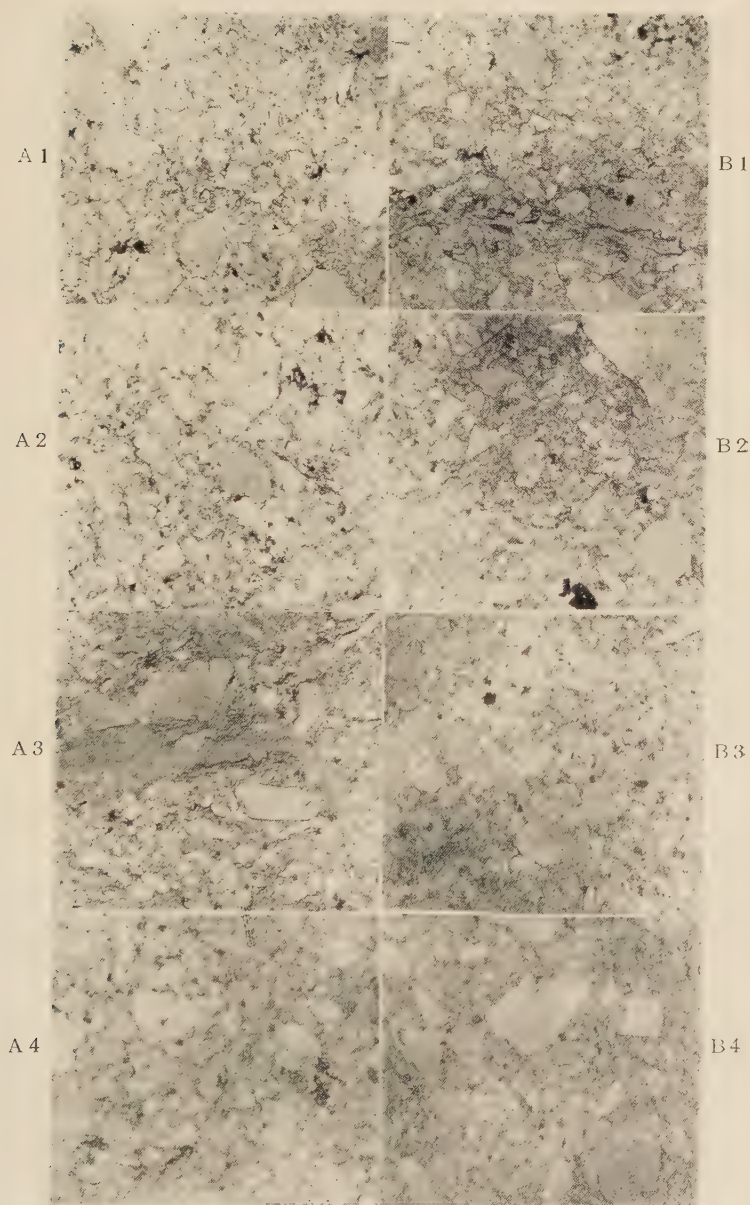
当地附近の地層の一般走向および傾斜は、N50°~70°W, NE60°~80°で、試料採取の際に、あらかじめ附近の地層面を記載し、供試体作成にあつて地層面に平行な面を荷重面とするようにした。

径約30cmの砂岩塊を2個 (A・B) 採取し、それぞれ5cm立方状供試体を4個ずつ計

\* 東京都水道局小河内貯水池建設事務所

1) 藤本治義：関東の地質，45~50，1932，秩父多摩国立公園の地質，6~9，1953  
関東地方一日本地方地質誌，17~19，1953。

第1図 岩石顕微鏡写真



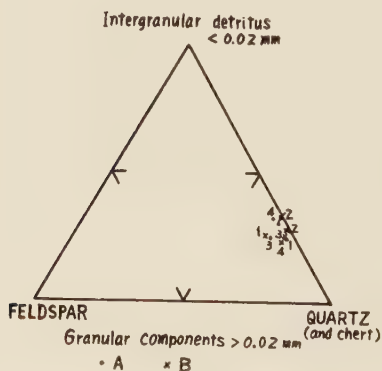
開放ニコル (×8)

8個と、さらにその供試体を作成する際に、それぞれその一部から  $5 \times 5 \times 0.5 \text{ cm}$  の岩片を作成した。前者の供試体は耐圧強度および弾性係数の測定用とし、後者の岩片は見掛け比重・吸水率・有孔率の測定と、さらに顕微鏡観察用の試料とした。

試料は暗灰色の堅硬緻密塊状のや、石灰質の砂岩で、層理面は明瞭でない。また砂岩中に不規則葉片状の方解石が認められるが、これは砂岩中の石灰質成分が分凝したものであらう。この接触部は一般に密着し、部分的には漸移している場合もある。

上記の2岩塊から作成した、それぞれの供試体岩片を鏡下でみると(第1図参照)、主に亜角礫状の石英・チャート・斜長石・正長石からなり、それらの粒径は一般に  $0.2 \sim 0.5 \text{ mm}$  程度である。その他磁鉄鉱・緑泥石・黒雲母・燐灰石も認められる。各供試体岩片の成分を granular components—intergranular detritus に分けると、第2図に示す通りそれらは subgraywacke—graywacke に相当する<sup>1)</sup>。

第2図



第1表の通りである。

$$\text{見掛け比重} = \frac{W_1}{W_3 - W_2}$$

### 3. 測 定

(1) 見掛け比重・吸水率・有孔率  $5 \times 5 \times 0.5 \text{ cm}$  岩片を  $110^\circ \text{C}$  以下の乾燥器中で、空気浴にて断続加熱し、それが恒量となるまで乾燥させる。それに要した時間は73時間である。次にこの岩片を大気圧のもとで、約  $23^\circ \text{C}$  の蒸溜水中に浸し、水分が完全に飽和状態に達するまで、即ちそれが恒量となるまで蒸溜水中に放置する。それに要した時間は54時間である。さらに水分が完全に飽和した後、蒸溜水 ( $23^\circ \text{C}$ ) 中で秤量し、次式によつて求めた。またそれらの測定値を表示すると

第1表

試料番号	$W_1 \text{ g}$	$W_2 \text{ g}$	$W_3 \text{ g}$	見掛け比重	吸水率%	有孔率%
A - 1	35.63	22.61	35.71	2.72	0.225	0.611
2	34.57	21.98	34.64	2.73	0.202	0.553
3	34.63	21.97	34.70	2.72	0.202	0.550
4	34.98	22.21	35.03	2.73	0.143	0.390
B - 1	34.83	22.07	34.95	2.71	0.201	0.544
2	33.91	21.47	33.99	2.71	0.236	0.639
3	34.41	21.80	34.50	2.71	0.262	0.709
4	34.84	22.09	34.92	2.72	0.230	0.625

1) Pettijohn, F. J.: Sedimentary Rocks, 227~228, 1948.



$$\text{吸水率} = \frac{W_3 - W_1}{W_1} \times 100$$

$$\text{有孔率} = \frac{(W_3 - W_1)G}{W_1} \times 100$$

$W_1$  … 乾燥時の空気中の重量 (g)

$W_2$  … 完全飽和時の蒸溜水中の重量 (g)

$W_3$  … 完全飽和後蒸溜水中からとり出し、試料の表面に附着している水分を布で拭取った時の空気中の重量 (g)

G … 見掛け比重

(2) 耐圧強度・弾性係数  $5 \times 5 \times 5$  cm 立方状供試体を前と同様  $110^\circ\text{C}$  以下の乾燥器中で、空気浴にて断続加熱し、それがほぼ恒量となるまで乾燥させる。それに要した時間又は 244 時間で、秤量した最終の乾燥重量 (W) は第 2 表に示す通りである。

第 2 表

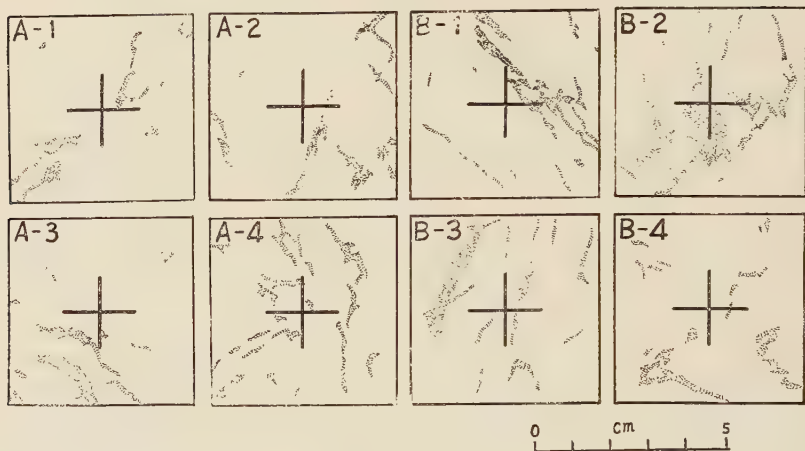
試料番号	荷重面積 $\text{cm}^2$	乾燥重量 Wg	破壊荷重 ton	耐圧強度 $\text{kg/cm}^2$	ヤング率 $\text{dyne/cm}^2 \times 10^{11}$	ポアソン比	体積弾性率 $\text{dyne/cm}^2 \times 10^{11}$	剛性率 $\text{dyne/cm}^2 \times 10^{11}$
A - 1	25.05	341.27	75.4	3,001.0	7.8	0.27	5.3	3.1
2	25.10	341.92	67.3	2,681.3	7.0	0.23	4.3	2.8
3	25.15	339.83	86.7	3,447.3	6.8	0.22	4.1	2.8
4	25.05	339.90	76.0	3,033.9	6.5	0.25	4.3	2.6
B - 1	25.00	338.10	79.0	3,160.0	7.0	0.33	6.8	2.6
2	25.10	338.38	72.1	2,872.5	6.2	0.21	3.5	2.5
3	25.10	339.18	65.4	2,605.6	10.1	0.15	4.8	4.4
4	25.00	338.50	72.5	2,900.0	7.3	0.23	4.5	3.0

これを Desiccator 中に移し、常温になるのをまつて、荷重面(地層面に平行)以外の、それに垂直な任意の 1 面の中央に C-1, Strain gage<sup>1)</sup> を 1 個接着させる。Strain gage を接着した各供試体面は第 3 図に示す通りで、供試体面中の黒斑点は segregate した不規則状の方解石細脈を示す。この Strain gage によつて、荷重方向の短縮とそれに直交方向の延長とを測定する。第 4 図は C-1, Strain gage の模式図と、それを供試体に接着した状況を示す。

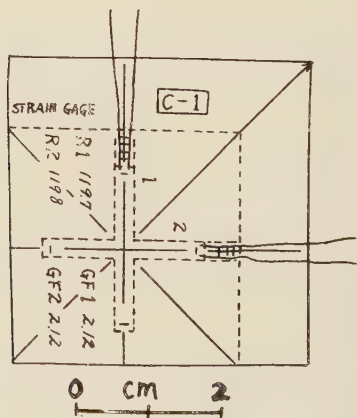
地層面に直交の短縮方向とそれに平行の延長方向の Wire strain gage を、Wire resistance strain meter (A 電源 1.5V, 200mA, B 電源 90V, 20mA) の測定用端子に接続する。次にアムスラー型試験機によつて、供試体に徐々に荷重を加え、荷重 1 ton 毎に交互に短縮・延長の両方向の電気抵抗の変化に伴う単位長さに対する変化、即ち  $\Delta l/l$  を測定する。耐圧強度は荷重速度によつて若干変化するので、荷重速度をほぼ一定とし、1 秒間あたり  $1 \text{ kg/cm}^2$  と規定した。また試験機の加圧板と供試体の荷重面の間に atta-

1) Wire Strain Gage, Type C-1. 2軸 90度直交  
gage length : 21mm  
gage resistance :  $120.00 \Omega (\pm 0.3\%)$   
gage factor : 2.03

第3図 (上下面は荷重面)



第4図

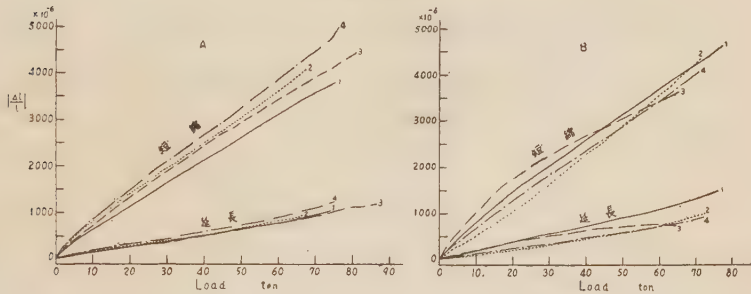


chment を用い、さらに紙片をはさんで、偏荷重をできるだけ避けるようにした。この際気温による温度補正用の gage が必要である。

上述の測定値から、荷重と単位長さに対する変化  $|\Delta l/l|$  の図表(第5図)を作成し、それからヤング率・ポアッソン比を算出する。この場合、荷重を加えた当初一般に 0~3ton 位の範囲における  $|\Delta l/l|$  はそれ以降の荷重に対する  $|\Delta l/l|$  の割合よりも大きい。従つて  $\Delta l/l$  の変曲点が認められるので(第5図参照)、ヤング率・ポアッソン比算出にあつて

は、それらの範囲を除外し、ほぼ比例直線関係にある範囲内において求めた。さらにヤング率・ポアソン比から体積弾性率・剛性率をも求めた。また供試体の耐圧強度は破壊荷重から求めたものである。上述の測定から求めた物理的諸性質は第2表に示す通りである。

第5図



#### 4. 考 察

耐圧強度を求める場合、特に問題となるのは偏荷重と荷重速度である。まず偏荷重を少なくするために、供試体作成にあたって充分注意し、完全な立方状供試体を作成するよう努力した。また荷重速度は前述の通り  $1\text{kg}/\text{cm}^2/\text{sec.}$ 、即ち1秒間あたり  $25\text{kg}$  (荷重面積  $25\text{cm}^2$ ) の荷重を加えた。一般に荷重速度を早くすると、供試体の耐圧強度は小さくなる傾向が認められる。

弾性係数測定には2軸90度直交の Wire strain gage (C-1) を用いたので、同一供試体面において、短縮および延長を測定しうる。従つて仮りに偏荷重が若干作用したとしても、それによる誤差は僅少である。

耐圧強度は試料の見掛け比重・吸水率および有孔率等に関係がある。即ち見掛け比重が大きく、吸水率・有孔率の小さいものは、一般にその耐圧強度が大きい。

弾性係数、特にヤング率は供試体に含まれる、分凝した不規則葉片状方解石の量および方解石の発達方向と圧縮荷重方向とに関係がある。そして葉片状方解石の多い供試体はヤング率が小さいことが認められる。即ち  $|\Delta l/l|$  が大きいことを意味する。従つて密着しないし漸移している、方解石と砂岩の接触部は相対的には弱いことが考えられる。次に供試体の  $|\Delta l/l|$  は含まれる葉片状方解石の発達方向と、圧縮荷重方向との関係によつても差異が認められる。そして前記の2方向がほぼ平行の場合には、単位長さに対する長さの変化が大きい。例えば試料 A-4, B-2 においては、そのヤング率は他と比較して小さい。即ち長さの変化  $|\Delta l/l|$  が大きいことを意味する。

試料 B-3 の耐圧強度は比較的小さく、また弾性係数測定結果をみると(第5図参照)、直線比例関係が認められない。これは供試体に荷重を加えて行く場合、葉片状方解石と砂岩との接触面に起因する  $|\Delta l/l|$  の不規則な変化によると考えられる。従つてそれから算出した弾性係数は誤差を伴うので、一応除外した方がよいと思う。

試験の試料として用いた砂岩中には、しばしば方解石脈が不規則葉片状に含まれているので、それらが試験結果に影響をおよぼしている。そこでさらに方解石の比較的少ない試料について試験を行う予定である。

終りにのぞみ、種々御教示を賜った当所所長佐藤志郎氏に対し深甚なる感謝の意を表する。

## 九州の金属鉱床に伴う炭酸塩鉱物 (II)

### On the carbonate minerals associated with ore deposits in Kyushu (II).

牟田邦彦 (Kunihiko Muta)\*

#### 1. 炭酸塩鉱物の晶出進化現象

筆者はさきに<sup>1)</sup>炭酸塩鉱物の進化現象について、一般に早期より晩期に至る程、Fe、Mn等を混じ、Mgに富む傾向あることを述べた。

このような現象は恐らく炭酸塩鉱物相互の溶解度の違いや、生成の際の鉱液性質の変化等が主因であろうが、熱及び動力変成岩中では炭酸塩鉱物の安定性(解離の難易等)も重要な因子となる。

九州の金銀鉱床で炭酸塩鉱物を多産する場合、その晶出時期にも主要な鉱石鉱物の晶出と同時に、又は前後する種々な産状のものがある。もしもこれら各時期の炭酸塩鉱物の違ひが、化学成分の傾向から明示出来る場合には、探鉱の際の大きな指針となり得る。しかしこのためには、1鉱山に於ける多数の綿密な検討が必要となるが、同時にその主及び副成分にかなりな変化あることが望ましい。九州の金銀鉱床では前述のように純粋な方解石であることが多く、この点主及び副成分のみで、その晶出変化の傾向を確認することは困難であろう<sup>2)</sup>。但し串木野鉱山<sup>3)</sup>等では、時に含満俺方解石を産し、此等が九州金銀鉱床で上述の傾向を解く key mineral (element) となる可能性がある。山ヶ野鉱山産方解石のなかで、鉱石鉱物に伴うものと、これを切る(又は覆う)後期晶出のものに就て検討した1例では、前者 MnO 1.78% MgO 0.74%, FeO 0.90%, 後者 MnO 0.45%, MgO 1.61%, FeO 0.48% で、初期には Mn、後期では Mg がそれぞれ増加する。又対州亜鉛鉱床産のものでは Mn に富み、方鉛鉱々帯 3.71%, 亜鉛鉱々帯 9.96~12.62%, 磁硫鉄鉱々帯<sup>4)</sup> 2.10%, 岩脈に伴うもの 1.33% で、亜鉛鉱帯程 Mn を増す。然し2次生成霏石中では Mn は含まれぬ(第3及び4表)。

#### 2. 共生鉱物との関係(特に鉛・亜鉛鉱体中の満俺アンケル石)

一般に鉛、亜鉛鉱床又は閃亜鉛鉱を多産する鉱床では含満俺炭酸塩鉱物を産する傾向

\* 九州大学工学部

1) 牟田邦彦: 九大工学集報, **25**, 1952.

2) 従つて微量成分の研究が必要となる。第2報の報告の予定である。

3) 塩原幹治: 九州鉱山学会誌, **19**, 1951.

4) 対州鉱山の各鉱床では浅部より深部へ向つて方鉛鉱→閃亜鉛鉱→磁硫鉄鉱々帯へ至る帯状分布が知られている。



第6表 鉛・亜鉛・重鉛・鉍・炭酸塩・鉍物

産 地	鉍 物 名	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	lg. loss	合 計	備 考
秋田県 大盛鉍山	アンケル石	tr.		7.23		32.83	12.22	2.35	45.15	99.73	宮川敏 千葉 文雄分析
" 太良鉍山	アンケル石	不溶 3.40	0.01	0.16	3.95	32.60	11.87	6.02	40.96 (S=0.75)	99.75	
宮城県 細倉鉍山	{ 白 雲 石	2.18	0.88	-	1.04	34.60	16.02	1.04	45.01	100.77	
	"	0.94	0.23	0.41		31.38	21.10	0.69	46.03	100.71	山岡一雄分析
	滿庵方解石	0.15	-	-	1.18	47.11	0.17	8.10	(CO <sub>2</sub> ) 42.90	99.61	
埼玉県 秩父鉍山	アンケル石	0.16	0.02	5.72		33.70	3.02	17.60	39.40	99.62	
	菱マンガン鉍	0.10	0.40	8.68		9.20	1.72	45.18	34.60	99.88	
	アンケル石	0.10	0.32	11.52		35.10	8.24	3.29	40.78	99.35	小池四郎分析
新潟県 葡萄鉍山	アンケル石	0.26	-	-	9.13	27.92	10.35	8.60	(CO <sub>2</sub> ) 44.25	100.51	
愛知県 津具鉍山	"	0.86	2.84	0.96		33.10	15.68	5.32	42.10	100.86	
北海道 大江鉍山	菱マンガン鉍	-	-	3.21	0.51	3.12	0.54	56.92	38.87	103.17	松田俊治分析
" 八雲鉍山	"	0.01	-	0.02	2.01	1.00	1.76	56.02	38.36	99.18	松田俊治分析

が多い。第6表に鉛・亜鉛・鉍床産のものの化学組成<sup>1)</sup>を示したが、いずれも Mn に富む。

これら Mn に富む炭酸塩・鉍物の産状は、一般に 主要な硫化鉍物の生成 (特に 閃亜鉛鉍) とほぼ同時又は 後期に生ずる例が多い。大分県豊栄鉍山 では、鉄閃亜鉛鉍を多産する 高〜中温熱水交代鉍床 (テレスコープ式鉍床で、1部スカルンを伴うが、一方 かなり低温迄の鉍化作用がみられる) の鉍化作用の末期に、毛鉍、螢石及び石英等に伴つて、第3図のような産状で満庵アンケル石を産する<sup>2)</sup>。図でも明らかなように、満庵アンケル石は 閃亜鉛鉍等の沈澱が完了した後の空隙や 裂隙を満すが、更にこれらのアンケル石脈に切られた 部分では 2次的の白鉍鉍を 多量に生じている。即ちアンケル石を作つた 後期上昇溶液は、初期硫化鉍物(閃亜鉛鉍、磁硫鉍鉍、黄鉍鉍、方鉛鉍等)に react し、多少これらを溶解変質せしめたことが想

1) 伊藤貞市, 桜井欽一: 日本鉍物誌, 上巻 1947.

原田準平: 北海道 鉍山学会誌, 11, 1955.

大森啓一, 山岡一雄: 岩鉍誌, 38, 1953.

2) 牟田邦彦, 宮久三千年: 九州鉍山学会誌, 19, 1951.

第3図 大分県豊栄鉍山に於ける  
Mn-アンケル石の産状



1cm

C…アンケル石, D…空洞,  
F…螢石, J…毛鉍, Q…石英,  
M…白鉄鉍に富む部分, Z…主  
として閃亜鉛鉍よりなる(白鉄鉍  
磁硫鉄鉍を伴う), P…黄鉄鉍

は石英斑岩に伴うものは Mn に乏しく、鉍体近くの岩脈で急に Mn を増し、又鉍体中で閃亜鉛鉍々帯に近づく程急激に Mn を増すが、類似の関係は秩父鉍山産<sup>2)</sup>(第6表)のものでもみられる。このような傾向はいずれも閃亜鉛鉍と Mn との間に、何等かの密な関係あることを物語るが、しかし矢張り炭酸塩鉍物中の Mn の origin が、単に閃亜鉛鉍中の Mn 溶出のみでその総てを説明するには、余りにも密な且、規則ある随伴関係を有する。

$Mn^{2+}$  (0.91Å) は  $Zn^{2+}$  (0.83Å) 及び  $Fe^{2+}$  (0.83Å) 等とイ

オン半径を近似し、屢々密接に行動を共にする。Zn 及び Mn とともに岩漿分化の末期に濃集するが、又互に種々の同型化合物を作り、(例えば  $ZnS$  及び  $MnS$  とともに  $NaCl$  型の

像される<sup>1)</sup>。そこで第3図の閃亜鉛鉍中心部と外縁部について Mn の分布を検討した結果、第7表のように中心部では外縁部よりも若干 Mn の含量が高い(同時に Fe も稍々多くなる)。又アンケル石を伴はない閃亜鉛鉍では更に高くなる。このような事実から、アンケル中の Mn や Fe の1部は、それらと密に共生する閃亜鉛鉍中の Fe や Mn にあおだものではないかという疑問が生ずる。然し一方第7表のような増減は、たゞ閃亜鉛鉍晶出時の Mn 変化、即ち後期晶出のもの程 Mn 及び Fe に乏しくなる進化の一傾向を示すものかも知れない。そうであれば炭酸塩鉍物中の Mn は、閃亜鉛鉍中の Mn 変化とそれ程直接的な関係を有しないものとも云える。前述した対州鉍山産方解石で

第7表 大分県豊栄鉍山産閃亜鉛鉍中の  
満含有量(分光分析による)

産	状	Mn	%
Skarn に伴う	淡 褐 色 透 明	0.5	
	"	0.5~0.7	
	濃 褐 色 半 透 明	0.7	
	"	0.8~1	
炭酸塩鉍物 と共生	中	0.5~0.6	
	心	0.4~0.3	
	周	0.05~0.1	
	縁	0.4	
"	"	炭酸塩鉍物中のもの*	0.004
銀 鋪 鍾	方鉛鉍と共生		0.004~0.001

\* 空洞に炭酸塩鉍物と共生したものの再生閃亜鉛鉍(?)

1) アンケル石と同時に晶出した鉍物は、石英、螢石の外に、次生閃亜鉛鉍及び方鉛鉍次生白鉄鉍及び毛鉍(初生硫化物の再生と考えられる)等で、いずれも初生硫化物の再沈澱したものと考えられる。

2) 近く詳細は別の機会に述べる。

類質同像で、両者の構造—Zn-S 2.33 Å Mn-S 2.44 Å—も極めて近似する) このため Mn は著しい親銅性、又 Zn は親銅性にもかゝらず、閃亜鉛鉱中には常に 0.1~1% 程度の Mn が含まれる。故に鉱液中に  $H_2S$  が充分存在すれば、閃亜鉛鉱の晶出に伴う Mn は Zn の 1 部を交代して沈澱するに止まるが、もしも  $H_2S$  に乏しく、 $CO_2$  が多量にあれば、Mn はむしろ  $CO_2$  と結んで炭酸塩鉱物を作る。此等の関係は次式のような仮定の方程式で表現出来る。



もしも  $ZnCO_3$  と  $MnS$  が反応した場合、強い分極力を有する陽イオン (この場合、 $Zn^{2+} > Mn^{2+}$ ) は、分極され易い陰イオン (この場合  $S^{2-} > CO_3^{2-}$ ) と結ぶため、左より右側の方へ反応は進む<sup>1)</sup>。更にこの場合の熱量 ( $\Delta H$ ) は  $-22.4$  となり<sup>2)</sup>、この方程式の矛盾のない事を示している。この方程式は、 $H_2S$  に対して充分量の Zn が存在する場合、もしも Mn が S と結合しようとしても、Zn が存在する限り  $MnS$  の生成は困難なことを示している。実際、天然に於ても alabandite ( $MnS$ ) は、閃亜鉛鉱に伴つて少量産するが、同時に多量の菱満掩鉱及びベネサイトその他の含満掩珪酸塩鉱物と共生し、Zn が  $CO_2$  や  $SiO_2$  等と結ぶ割合に比べて、Mn が S と結ばれる率は極めて少い。

第 8 表は若干の硫化物及び炭酸塩鉱物生成の際の熱量及び自由エネルギーの差を示した<sup>2)</sup>。表の上方向一般に  $CO_3^{2-}$  との親和性強く、下方程逆に親銅性を増す。この表からも  $CO_3^{2-}$  イオンに対する  $Mn^{2+}$  及び  $Zn^{2+}$  イオンの親和性の違いが充分窺えるであろう。

即ち閃亜鉛に Zn と共に集められた Mn は、たとえ閃亜鉛鉱床に多量存在しても、S と結ぶものは極めて少く、 $CO_2$  と結んで Mn-炭酸塩鉱物を作るであろう。結局このような元素の性質が亜鉛鉱床に於ける満掩一炭酸塩鉱物の密な随伴の主要な起因と思われる。

### 3. 液の物理的性質の影響

方解石は水溶液より晶出する条件は、ガス期に於ける  $CO_2$  分圧が、平衡値以下に降ること。イオン積  $[Ca^{++}][CO_3^{--}]$  は溶解定数  $[Ca^{++}][CO_3^{--}] = K$  を超過すること、及び溶液中の  $CaCO_3$  の過飽和が止むこと等が挙げられる。これらの条件は勿論温度、圧力及び pH 等に大きく左右される。

第 8 表 若干の元素の硫化物及び炭酸塩  
鉱物生成の際の熱量及び自由エネルギーの差  
(By V. M. Goldschmidt)

	$\Delta H$	$\Delta F^\circ$ (in Kcal. per g. -mol)
$MgCO_3 - MgS$	-182.44	-
$MnCO_3 - MnS$	-175.01	-156.48
$CaCO_3 - CaS$	-172.23	-154.86
$SrCO_3 - SrS$	-168.95	-151.04
$FeCO_3 - FeS\alpha$	-155.89	137.64
$ZnCO_3 - ZnS$	-152.68	-134.41
$CdCO_3 - CdS$	-146.54	-129.92
$CuCO_3 - CuS$	-131.19	-111.68

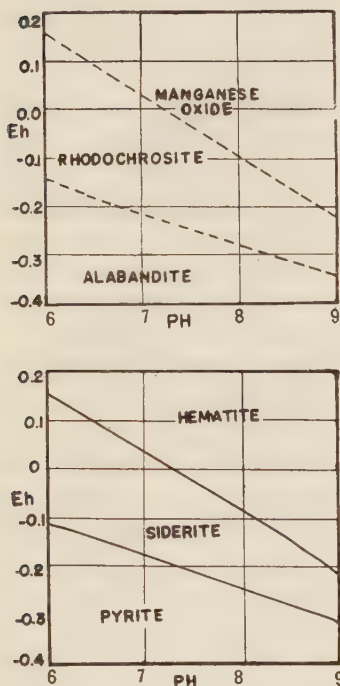
一般に炭酸塩鉱物は常温の場合、強アルカリ性でも、又酸性でも沈澱しない。

又炭酸塩鉱物を一定の  $CO_2$  を含んだ溶液中に放置した場合、Mg の炭酸塩鉱物の溶解度が最も高い<sup>2)</sup>。この際温度、圧力及び pH の変化も溶解度と常に密接な関係を有し、更

1) Ramberg, H. : The origin of metamorphic and metasomatic rocks, Univ. Chicago, 275, 1952.

2) Goldschmidt, V. M. : Geochemistry, Univ. Oxford, 17, 1954.

第4図 Fe 及び Mn 鉱物生成の際の pH 及び Eh の影響 (Mn の場合推定図) (By W. C. Krumbein and R. M. Garrels)



にその陽イオンの酸化ポテンシャルの変化も大きな要因となる。たとえば第4図<sup>1)</sup>でも明らかなやうに、菱鉄鉱及び菱満掩鉱が沈澱するためには、pH がアルカリ性であることと同時に、酸化還元ポテンシャルが 0.3~0.1 (但し pH により変化) でなければならない。もしもそれ以上又は以下の酸化還元ポテンシャルにあれば、二酸化マンガン鉱や硫マンガ鉄、又は赤鉄鉱及び黄鉄鉱を生ずる。これは常温の場合<sup>2)</sup>の例であるが、もしも温度や pH が変わると酸化還元ポテンシャルも変化する。一般に温度及び pH が増加する程、逆に酸化還元ポテンシャルは低くなるので<sup>3)</sup>、Eh 及び温度のいずれかが上昇しても菱鉄鉱や菱満掩鉱の生成は、益々 Eh の値の低い区域内でないと生じないことになる。

前述した 藤津郡五町田町採石所の安山岩空洞を満す霰石中には(第1図)、層々リング状及び塊状をなして、赤鉄鉱及び硫化鉄鉱を伴う部分がある。これは pH が変化したか、もしくは pH に変化はなくても、その温度が変われば、Eh も変化するので、Eh が高くなつた場合に赤鉄鉱を、又低下した場合、硫化鉄を生じたとも解釈出来る。熊本県栃木温泉産石灰華中にも第9表のように

第9表 熊本県阿蘇郡栃木温泉下流産石灰華

産地	産状及び鉱物	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO
A 栃木温泉下流	淡灰白褐色霰石	0.98	0.42	0.10	0.18	tr.	53.30
B	淡赤褐色 "	0.90	0.53	1.85	0.12	tr.	52.92

A …… 霰石のみの部分、 B …… 少量の赤鉄鉱を伴う部分(両者は互に互層する)

赤鉄鉱に富む部分と乏しい部分とが互層をなすことがある。この場合も前者と同様な状態が考えられるが、特に Eh の変化は CO<sub>2</sub> ガスの放出量を、pH、圧力及び温度変化等

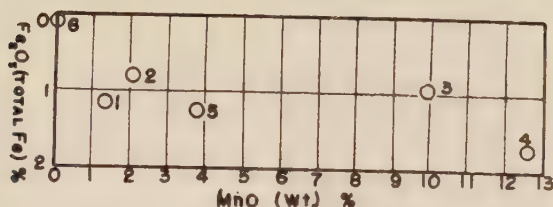
1) Krumbein, W. C. and Garrels, R. M. : Jour. Geol., **60**, 1952.

2) 例えば海水中で沈澱する場合等。

4) Rankama, K. and Sahama, Th. G. : Geochemistry, 1949.



第5図 対州鉱山に於ける鉱化帯と炭酸塩鉱物との関係  
(Total Fe と MnO との変化を示す)

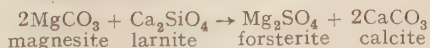


1. 石英斑岩々脈に伴う, 2. 磁硫鉄鉱帯のもの, 3. 亜鉛帯の岩脈に伴う,  
4. 亜鉛帯のもの, 5. 鉛帯のもの, 6. 次生霰石 (鉱体近くの裂目に生ずる)

に劣るかなり左右すると思われるので, その変化は炭酸塩鉱物の沈澱に間接的にも直接的にも大きな影響を及ぼす。

このようにもしも鉱化作用の際に, 母液の性質や, その生成環境が変化すれば, 炭酸塩化の変合や, その種類にも大きな影響をあたえる。又既に種々の炭酸塩鉱物が共生していた場合には溶解度の著しい種類のみが再溶解されることも考えられる (これらの結果前述した炭酸塩鉱物の進化現象がみられるに至るであろう)。仮りに方解石と菱鉄鉱及び菱苦土鉱等が同時に沈澱 (既存していても) しても, 鉱液の変化とともに菱苦土鉱のみが溶解し, これらが更に後期に再沈澱すれば, その結果後期程 Mg に富む種が富化されて行く。又方解石と霰石とが共生する場合, もしも Mg, Fe 及び Mn 等に富む溶液がこれらに作用すれば, 不安定な霰石のみに強く作用し, 方解石よりも容易 (即ち多量) に, 霰石の白雲石化やアンケル石化が行われるであろう。

又一方炭酸塩鉱物を熱すると解離して  $\text{CO}_2$  ガスを生ずることが知られている。この場合圧力も少なからぬ影響をあたえる。一般に苦土炭酸塩鉱物は方解石に比べて容易に分解する。又解離の容易なことと同時に,  $\text{Mg}^{2+}$  イオンは  $\text{Ca}^{2+}$  イオンよりもイオン半径が小さく, このため  $\text{CO}_3^{2-}$  イオンよりもより大きい  $\text{O}^{2-}$  イオン, たとえば珪酸塩の  $\text{O}^{2-}$  イオン等と結ぶ傾向が強いから, 次式のように菱苦土鉱の安定度は, 方解石のそれに比べて遥かに劣る<sup>1)</sup>。



故に変成鉱床の原岩中に種々の炭酸塩鉱物が共生していても, 変成作用の際に苦土に富む種は分解し, 後に方解石のみを残存することもあり得る。恐らく含銅硫化鉄鉱床に伴う炭酸塩鉱物に Mg の乏しいことも, このような生成過程の可能性を肯定するものであろう (第5表)。第10表は愛媛県優量鉱山<sup>2)</sup>産炭酸塩鉱物の化学組成を示す。このうち白雲

1) Ramberg, H.: 前出, 287, 1952.

2) 木下亀城・松隈寿紀・牟田邦彦: 九大工学集報, 27, 181, 1953.

石は、含銅硫化鉄鈹床を切る輝石安山に伴うアンチモニー鈹脈と成因関係を有し、緑色片岩中のレンズ状方解石よりも若い火成活動により生じたため、このように Mg に富むものと思われる。

第10表 優量鈹山産炭酸塩鈹物

産 状 及 鈹 物 名		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO
緑色片岩中の石英 方解石レンズ (分泌因?)	方 解 石	—	—	0.16	55.52
アンチモニー脈に伴う	満 俺 方 解 石	—	—	0.56	50.30
同脈近く、同脈の変質帯 に産する	白 雲 石	1.02	0.78	8.04	30.00

#### 4. 総 括

炭酸塩鈹物を形作る成分の由来には、種々な場合があり、その多くは確かに鈹床母岩や、余り遠くない変質帯より運ばれたと思われるものもある。特に交代鈹床や、鈹床母岩の変質著しい場合では、その大部分が側岩より供給されたと思われるが、一方では側岩の化学組成の変化から、側岩のみより分泌されて生じたと簡単に速断し難いものもある。1例として、炭酸塩鈹物中の Fe や Mn の 1部は、初生鈹石鈹物の溶解や CO<sub>2</sub> との反応により、二次的に炭酸塩鈹物中にとりこまれたと思われるものがあり、特に閃亜鉛鈹床での Mn-carbonate の産状は、このような過程を裏書きするように思われる。然し又一方、Zn<sup>2+</sup> イオンと Mn<sup>2+</sup> 及び Fe<sup>2+</sup> イオンとの密接な結晶化学的類似関係は、むしろその由来が岩漿分化の一過程としての随伴を思わしむる。

従来金属鈹床の生成には、種々の硫化アルカリと共に、硫化カルシウムや硫化マグネシウム等も、金属成分を運搬する重要な鈹化液の一つと考えられている。特に炭酸塩化作用の強弱が、富鈹帯の分布と一致する場合等では、鈹液が CO<sub>2</sub> その他の諸成分に富んでいたことと同時に、これら炭酸塩鈹物を構成する諸成分が、上述のような金属成分の運搬液の 1部をなしていたといふ考えを深くする。九州の金銀鈹床で、屢々炭酸塩化著しい場合等その好例と云える。

但し蛇紋岩や滑石鈹床中の菱苦土鈹や白雲石及び、満俺鈹床中の Mn-carbonate での Mg や Mn の大部分は、溶液より新しく加えられたものでなく、明らかに原岩より供給されたものである。又片岩やその他の変質岩中にみられる小さな方解石脈等のなかには、分泌成因のものが多いが、これらは多くの場合いずれも著量の金属鈹物を伴わない。然し確かに鈹脈に伴う微量な炭酸塩鈹物のなかにも、小出博<sup>1)</sup> が指摘したように側岩よりの分泌因と思われるものが少くない。だがこのような炭酸塩鈹物の由来の総てを、鈹化帯内に於ける諸成分の移動から詳細に追及することなくして、たゞ漠然とその場合のみの分泌作用にのみ速断することも、鈹化液の性質や、鈹石鈹物生成のメカニズムを誤認する恐れがある。

1) 小出博：前出

九州産炭酸塩鉱物の若干に就て鉱床の型との関係を検討した結果、第三紀花崗岩類に伴うテレスコープ鉱床に伴うものでは、一般に Fe (Mn) に富むものが多く、更に鉱床の分化が進むと、純粋な方解石、時に白雲石等となる傾向がある。又九州の浅熱水性金銀鉱床産炭酸塩鉱物の大部分が 方解石よりなることも、これらの鉱床の特徴と云える。だが、鉛・亜鉛鉱物を増すにつれて、炭酸塩鉱物中の Mn も増加する傾向があり、これらの現象はいずれも個々の鉱体内に於ける、溶液の温度、pH, redox potential 及び共生イオンの変化等の物理化学的な要因が強くあづかっている。

MnO	MgO	Ig. loss	Total
0.10	0.18	43.50	99.46
6.09	2.21	41.53	100.69
0.89	15.43	43.82	99.98

同一鉱体内でも 屢々種々の炭酸塩鉱物の共生を認むるが、一般に早期より Fe→Mn→

Mg の順に増加する例が多い。この傾向は亦、前述の鉱床分化と炭酸塩鉱物の種類との関係には一致する。一方三成分の水酸化物が沈澱する際の pH の値を示せば<sup>1)</sup>、第12表のように  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mn}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$  の順になる程アルカリ性を増し、これは上述の炭酸塩鉱物の進化の傾向と一致し、恐らく晶出順次の決定に鉱液の pH が大きく影響を及ぼすことが想像に難くない。

但し変成岩中の鉱床、たとえば含銅硫化鉄鉱床に伴う炭酸塩鉱物の生成の際又はその後も、変成作用即ち、かなり広い領域に亘る温度や圧力の影響が考えられる。これらの鉱物は、その安定度が変成作用を通じての二酸化炭素の分圧の直接の函数となり、従つて分解

第11表 水酸化物が沈澱する際の pH 値

Ion	pH
$\text{Fe}^{3+}$	3
$\text{Al}^{3+}$	5
$\text{Fe}^{2+}$	5.1
$\text{Zn}^{2+}$	6
$\text{Mn}^{2+}$	8
$\text{Mg}^{2+}$	10
$\text{Ca}^{2+}$	11

を妨害するに充分なだけの二酸化炭素が存在すれば、広い領域の温度や圧力に亘つて安定である<sup>2)</sup>。それでも炭酸マグネシウムは炭酸カルシウムよりも遥かに容易に分解し、従つて方解石は白雲石に比べて高度の変成作用に対して安定である。このため含銅硫化鉄鉱床では Mg-carbonate は少いし、もしも Mg-carbonate を多産する際は、一応変成作用後の炭酸塩化によるものとも考えられる。

本研究に際して色々御指導賜つた 木下亀城教授及び貴重な標本をお分ち下さつた 岡本要一郎・松隈寿紀両講師、宮久三千年学士に厚く御礼申上げる。

1) Rankama, K. and Sahama, Th. G.: 前出, 1949.

2) 例えば高度の変成岩帯に石灰岩体が存在する等その好例といえる。

## 新 刊 紹 介

**金属鉱床学** 渡辺万次郎 本書は著者が東北大学理学部に於て35年間に亘り、金属鉱床学の講座を担任せられた深い経験から、大学に学ぶ若い学徒に廉くて便利な参考書を与える為に書かれたものである。

従つてさきに刊行された渡辺武男編による鉱床学の進歩に比較して、常識的に程度を低くしてまとめられてあるが、金属鉱床学の接触するあらゆる分野について、極めて明解に説明が加えられ、何れも著者自ら研究或は踏査された事実が基幹となつている点で巻間によく見られる文献をもととした編集と著しい相違があり、本著の価値及び良書である所以があると考えらる。

内容 緒論、第1編総論 第1章金属鉱床の生成 第2章金属鉱床の変化 第3章金属鉱床の組成 第4章金属鉱床の形態 第5章鉱床の構造 第6章金属鉱床と地質 第7章金属鉱床の分類 第8章金属鉱床の開発 第2編各論 第1章貴金属鉱床 第2章卑金属(銅・鉛・亜鉛・錫)鉱床 第3章鉄鋼金属鉱床 第4章軽金属鉱床 第5章原子燃料金属鉱床 第6章その他の金属鉱床 (A5版, 274頁, 共立出版株式会社, 550円) [竹内]

**20万分の1 長野県地質図及び説明書** 長野県地学会編集 中央構造線とフオツサ・マグナの2大構造によつて切られた長野県の複雑な地質が110cm×79cmのこの大地図によく表現されている。12色刷で印刷も鮮明であり、凡例は65に細分され、長野県資源調査研究会、小川層・内村層団研グループその他会員諸氏の最近の研究・調査の成果がよくとり入れられている。火山や深成岩類の表現にもう少し工夫の欲しかつた点もあるが、全体としてよくまとめられている。また説明書は73頁で、地質、構造、資源の各項にわたつて一応説明されている。本地域の研究者のみならず、日本全体の地質構造を研究する人々にとつても大いに有益であろうと信ずる。(内外地図株式会社発行、普通650円、表製済1000円) [八木]

**The chemistry of petrochemicals**, Melvin J. Astle 石油系炭化水素類に直接間接的に関係した諸反応及び操作を、石油化学工業的に興味あり且つ重要な最近の問題をも含めて、その理論と実際とを系統的に著したものである。その内容は15項目に亘るが、paraffins(2~3), olefins(4~6), diolefins(7), acetylen(8), naphthenes(9), aromatic hydrocarbons(10), olefin oxides(11), alcohols & ethers(12), aldehydes & ketones(13), acids, acid anhydrides & esters(14), amines & nitriles(15)について、諸反応条件、触媒の型、反応過程に必要なその他の要因を述べており、石油化学工業に關与するものの必携ともなるべきものである。(本文257頁、発行所 Reinhold Publishing Corporation, New York, 1956年版, 2600円) [加藤]

**The chemistry of petroleum hydrocarbons**, B. T. Brooks, C. E. Boord, S. S. Kurtz, L. Schmerling 炭化水素化学反応に關する石油化学工業上重要な基礎化学を著者等により分担集録されたものである。炭化水素自体の基礎化学としての理論及び機構、精製分離、性質と分析、合成並びに誘導体製造についての現在までの知識を系統的に示している。本書は全3巻に亘るが、これについては共立出版株式会社発行(1956年)の石油炭化水素化学講座の全8巻によりその内容を、石油系炭化水素の種類と分類、物理性質と分析、合成、分解と改質、及び諸反応の順に完訳してある(本文672頁(1巻), 456頁(2巻), 698頁(3巻), 1954年版, 夫々18.00\$, 13.50\$及び18.00\$) [加藤]



## 鉱物学及び結晶学

**8012, 新鉱物 coffinite** Stieff, L. R., Stern, T. W., Sherwood, A. M.

コロラド高原の Uravun 鉱床帯に属し、ジュラ紀の砂岩中に胚胎する 25 以上の鉱床から見出された本鉱物は、閃ウラン鉱、低原子価のバナジウム鉱物等と共生し、有機物質を置換して産する極めて微細な鉱物であるが、閃ウラン鉱と共に鉱石の主要鉱物をなす。又鉱脈型の鉱床からも閃ウラン鉱、瀝青ウラン鉱と共生するものが見出された。本鉱物は極めて微粒の為、光学的性質は決定出来ず化学分析値、比重等も試料によりかなり異なるが、水酸基を有するウランの珪酸塩であり、X線粉末写真は正方晶系のジルコン型を示し、その単位格子恒数は  $a_0 = 6.94 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 6.31$  である。又赤外線吸収スペクトルは thorogummite  $\text{Th}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_4$  と類似するので、化学式は  $\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_4$  と考えられる。尚鉱物名 coffinite はこの地方のウラン鉱床を探索開発した R. C. Coffine に因む。(Am. Min., **41**, 675~688, 1956) [横山]

**8013, Alkali 長石 (III) : 高温長石の光学的・X線の研究** MacKenzie, W. S., Smith, J. V.

ハリ長石-anorthoclase-cryptoperthite 系に属する、分析値のある 20 個の高温性 alkali 長石の、X線像と 2V を求め、更に加熱して見た。離溶の有無は、201 の peak が分れるか否かでわかり、その存在範囲は  $\text{Or}_{60-25}$  であった。また b 軸振動写真によって、ソーダ長石相の逆格子角  $\alpha^*$ ,  $\gamma^*$  を求めたところ、高温型にはほぼ一致し同相の成分は  $\text{Or}_{16-28}$  だが、ア

ルバイト、ペリクリン両双晶から各々えた値が多少異った。加熱によって X 線的に均質化するのに正長石-micropertthite 系は  $1050^\circ\text{C}$  で長時間かゝつたのに対し、この系は  $700^\circ$  数時間で充分であった。同一岩中の試料間の 2V の偏差は、成分や離溶度の差よりも、転移進行の程度によると思われる。2V $\alpha$  は加熱によつて  $\text{Or}_{100-60}$  では僅かにへり、 $\text{Or}_{60-40}$  ではふえ、 $\text{Or}_{40-0}$  ではほとんど変らない。(Am. Min. **41**, 405~427, 1956)

[宇留野]

**8014, 斜長石の構造 VI : 天然中間斜長石** Gay, P.

成分  $\text{An}_{17-73}$  の種々の産状の斜長石 40 個について、成分は化学分析と光学的性質で決定し、構造を X線単結晶法で調べた。体心灰長石型の副層線 (b) に相当する、弱い一対の分離した点を特徴とする、正規の中間型構造が、大多数に認められた。(b) の分離の大きさは、成分に対して直線的に変化する。この構造は低温型斜長石では、a 及び b 軸方向の (b) の分離がそれぞれ 0 になる点、即ち  $\text{An}_{20-25}$  と  $\text{An}_{70-75}$  との間に見られる。なお (b) のない、いわゆる曹長石型や、非常に弱いものが若干あつたが、これらはいずれも、産状その他から高温型及び漸移型に相当するものであつた。また前著 (V) で、 $\text{An}_{70-60}$  に認められた体心灰長石型構造は、低温では分離した安定相としては存在しない。(Min. Mag. **31**, 21~40, 1956) [宇留野]

**8015, 灰長石-オケルマン石二成分系** Christiaan de Wys, E., Foster, W. R.

透輝石-灰長石-オケルマン石 ( $\text{Ca}_2 \text{MgSi}_2\text{O}_7$ ) 三成分系の平衡関係研究の一部

としてこの二成分系の研究を行つた。試料は純粋な  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  及び  $\text{SiO}_2$  を用い、方法は急冷法により、生成物は顕微鏡的及び X 線的に確めた。この二成分系は簡単な共融関係にあり、共融点は  $1234^\circ\text{C}$  でその成分は An46, Ak54 (重量百分率) である。 $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_8$  (An) と  $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$  (Ak) の中間成分に於いて、Al を含む melilite 族の他の結晶 (例えば gehlenite  $\text{Ca}_2\text{AlSiAlO}_7$ ) はあらわれないで、灰長石はオケルマン石と共生する。オケルマン石は従来  $1325^\circ\text{C}$  以下では不安定相であると考えられていたが、本実験によれば、これより更に低温まで (恐らく  $1125^\circ\text{C}$  附近まで) 安定であろうと思われる。尚、灰長石の三斜、六方及び斜方の同質多像の関係は明らかにし得なかつた。(Jour. Am. Cer. Soc., **39**, 372~376, 1956) [長谷川]

**8016, 人工結晶中の自生包裹物の原因**  
Zerfoss, S., Slawson S. I.,

天然の結晶や研究室で合成した結晶中の包裹物、特に Ammonium dihydrogen phosphate (A.D.P.)  $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$  について、実験室で観察した結果を記載している。即ち A.D.P. は母液の温度をさげつゝ、結晶を生長させる際、種結晶から大きな単結晶を作りあげる間に、一定の方向をもつたベール (小さな包裹物のならんだ薄い幕) が生じ易い。このベールの出来る原因として、結晶の生長過程の中断及び不連続を指摘し、更に天然及び人工結晶中の包裹物も、これと同様の考え方で説明出来ることを述べている。(Am. Min., **41**, 598~607, 1956)

[大友]

**8017, シリカ構造相の研究 (I)  $\text{GaPO}_4$ ,  $\text{GaAsO}_4$  及び  $\text{GaSbO}_4$**  Shafer, E. C., Roy, R.

$\text{A}^{3+}\text{B}^{5+}\text{O}_4$  型の化合物のうち、 $\text{A}^{3+}$  と

して Ga をもつた  $\text{GaPO}_4$ ,  $\text{GaAsO}_4$ ,  $\text{GaSbO}_4$  について調べた。 $\text{GaPO}_4$  には、石英とクリストバル石に相当する二型がある。石英型のものは低温石英に似た熱膨張を行い、 $\alpha$ - $\beta$  転移は明瞭でなく、 $933^\circ\text{C}$  でクリストバル石型になる。クリストバル石型の  $\text{GaPO}_4$  は  $1670^\circ\text{C}$  で熔融し、熔融体から硝子は生じない。GaAsO<sub>4</sub> は低温石英型のものだけが存在し、 $1000^\circ\text{C}$  で  $\text{Ga}_2\text{O}_3$  と  $\text{As}_2\text{O}_3$  に分解する。 $\text{GaSbO}_4$  は金紅石型の構造をもつたものしか作れなかつた。更にこれ等の化合物の  $\text{SiO}_2$  に及ぼす影響を  $\text{SiO}_2$ - $\text{GaPO}_4$  系に於いて調べた。 $\text{SiO}_2$  は高温に於いてクリストバル石相中に、 $\text{GaPO}_4$  を約 25% 固溶体として含むことが出来る。(Jour. Am. Cer. Soc., **39**, 330~336, 1956)

[長谷川]

**8018,  $\text{MnCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$  の熱分解**

Kissinger, H. E., McMurdie, H. F., Simpson, B. S.

熱水合成でつくつた純粋な  $\text{MnCO}_3$  及び  $\text{FeCO}_3$  を  $100\sim 1200^\circ\text{C}$  間に加熱して、 $100^\circ\text{C}$  毎に高温 X 線写真を取りその変化を調べた。 $\text{MnCO}_3$  は空気中であると  $300\sim 500^\circ\text{C}$  間で分解して非晶質となり、 $600^\circ\text{C}$  で  $\text{Mn}_2\text{O}_3$  となる。そして  $1000^\circ\text{C}$  で  $\text{Mn}_3\text{O}_4$  となる。 $\text{CO}_2$  中の加熱では非晶質とはならず、 $\text{MnO}$  と  $\text{Mn}_3\text{O}_4$  が生じ、 $600^\circ\text{C}$  で  $\text{Mn}_3\text{O}_4$  となる。又不活性気体中では  $\text{Mn}_3\text{O}_4$  が少量生ずるが、 $1000^\circ\text{C}$  ですべて  $\text{MnO}$  となる。 $\text{FeCO}_3$  の場合は空気中では  $500^\circ\text{C}$  で完全に  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  となり、 $\text{CO}_2$  中では  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , 又不活性気体中では  $\text{FeO}$  と  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  になる。これらの反応系の関係から、熱化学的に導かれる反応式は示差熱分析の結果とよく一致する。(Jour. Am. Cer. Soc., **39**, 168~172, 1956)

[横山]

## 岩石学及び火山学

8019, 地質的起源から見た serpentine 中の微量成分の關係 Faust, G. T., Murata, K. J., Fahey, J. J.

Serpentine group に属する鉱物を含む超塩基性岩(dunite, pyroxenite, peridotite 等)を A class とし, 変成作用起源の serpentine を含む岩石類(変成作用を受けた石灰岩と dolomite, 接触鉱床岩石, 熱水脈)を B class として, その中の serpentine について微量成分を分光分析に依つて定量した。Serpentine 中の微量成分の研究はその鉱物の起源に対して手懸りになると云い, A class の serpentine は 0.01% 以上の Ni を含む事で B class のそれと区別する事が出来又前者は Cr, Co, Sc に富んをり, 後者は B に富んでいると云う。一般に serpentine 中の微量成分はその母岩の成分に反映する。B は外部から導入されたものと思われる。或る種の岩石は serpentine に関係を持つ pegmatite を作つた液体から導かれたものである。尚分光分析に依つて検出された元素は Ni, Cr, Co, Sc, Cu, B, Mn, Ti, Zr, Al, Ca, Ba, Zn, Ge, Ga, As, V, Na, Be で A class 及び B class の夫々4試料には Hg が検出された。次の元素は検出されなかつた。Ag, Au, Cd, In, Tl, Sn, Pb, Bi, Te, Pt, Mo, W, Nb, Y, Sb, La, Li, P. (Geochim. Cosmochim. Acta., **10**, 316~320, 1956) [植田]

8020, カリフォルニア州 Sierra Nevada 産橄欖石粗面玄武岩 Hamilton, W. B, Neunerburg, G. J.

中央 Sierra Nevada の Huntington 湖附近には 新生代の橄欖石玻璃長石粗面玄武岩から成る 3 の山峯がある。Black

Point 及び Red Mountain は貫入体で, Chinese Peak は熔岩流で覆われている。Black Point 岩体は最も広い分布で径約 0.5哩で, 周囲の岩石は中生代の花崗岩類(優白質石英閃緑岩~花崗岩)である。Red Mountain では周囲は石英モンゾニ岩である。

大部分の粗面玄武岩は 玻璃長石結晶の粒状寄木細工状集合体からなる。玻璃長石は斜長石 (An~50), 普通輝石のマイクロライト及び 微粒の集合体とりまく。橄欖石, 普通輝石の斑晶及小斑晶が多量にある。完晶質岩石中に於いて玻璃長石含有量は 15~30%, 橄欖石は 5~25%, 普通輝石は 20~30% である。本岩は普通輝石及び玻璃長石の 楕円体塊状, 普通輝石の楕円体集合体を多く含んでいる。普通輝石大晶は ポイキリテイツクで, 多くの他形の玻璃長石を包含する。

粗面玄武岩 3個の化学成分平均(その中 2個は貫入岩体, 1個は噴出岩)は  $\text{SiO}_2=54\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=14\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}=9\%$ ,  $\text{MgO}=7\%$ ,  $\text{CaO}=7\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}=3\%$ ,  $\text{K}_2\text{O}=3\%$ ,  $\text{TiO}_2=1\%$  である。岩漿分化作用は本岩の化学成分を説明するには不適当である。本岩中に含まれる花崗岩質岩の捕獲岩及び 斜長石, 石英, 黒雲母の捕獲晶から花崗岩質岩の同化作用が示される。粗面玄武岩の起源は玄武岩質岩漿中に多量の壁岩の同化作用の結果として説明するのが最もよい様にみえる。

(Am.Min., **41**, 851~873, 1956) [千藤]  
8021, Oklahoma 州 Wichita 及び Arbuckle 山脈の先カンブリア紀火成岩 Hamilton, W. B.

アバラチャ及びロツキー両山脈間の 南中央部には 先カンブリア紀の火成岩が露出する。Oklahoma 州南西部 Wichita 山脈には 先カンブリア紀の層状を呈する複合火成岩体があり, その中には花崗岩

及び文象岩質石英粗面岩と関係あるアルミナに乏しい赤色文象岩があり、斑岩及び斜長岩を覆っている。この複合体は広大な斑岩質口ボリスの上部をつくり、構造運動の点で静的な張力環境下につくられた。ジルコンによる時代決定は6億4千万年前で、Superior湖地方 Keweenawan に相当する。

Oklahoma 州南中央部の Aubuckle 山脈は大部分アルミナに富む花崗岩～石英閃緑岩から成り、多分造山帯内に形成せられた複合底盤の一部を示している。ジルコンによる時代決定は9億4千万年前で、中央 Texas 州の花崗岩類に対比せられる。Aubuckle 山脈の Timbered Hills の文象岩質石英粗面岩及び多量の輝緑岩々脈は上記花崗岩を切り、多分 Wichita 山脈のそれに関係あるものである。 (Bull. Geol. Soc. Am., 67, 1319~1330, 1956) [千藤]

#### 8022, 外カルパト地方の火山岩の高温型斜長石 Лебединский, В. И.

この地方に分布する、中新世の安山岩・玄武岩・石英安山岩・流紋岩等の熔岩流や岩頸の、斑晶斜長石を自在廻転台と浸液法で決定した。成分は  $An_{40-100}$  にわたるが、 $(010) \cdot [001] \cdot \perp [001] // (010) \cdot [010] \cdot (001)$  の各種双晶軸 157個のステレオ投影は Nikitin の標準曲線と比較すると、いずれも灰長石・亜灰長石では一致するが、酸性になるにつれて、次第に一方に偏り、中性長石では最もはなれることから、これら斜長石は高温型に属することを確めた。 (Зап. Всес. Мнн. Общ., ser. 2, 84, No.1, 69~73, 1955)

[宇留野]

#### 8023, ストロンスيومの地化学 Turekian, K. K., Kulp, J. L.

発光分光分析に依り 珪酸塩岩石約700

個及び炭酸塩試料約300個に就いてその中の Sr の定量を行つたものである。花崗岩質岩石に於ては同一 batholith に於てのみならず各地の試料に於ても Ca の増加と共に Sr は増加するに反し、玄武岩質岩体に於ては岩漿分化が行われたものには例外が認められるが、一般に Ca の減少と共に Sr は増大している。地殻に於ける Sr の量と分布状態は次の如くである。

1. 玄武岩質岩に於ける Sr の含有量は Ca の量に関係がないが、花崗岩質岩に於ては両者の間に一定の関係が存在する。
2. 特定の岩石区の玄武岩質岩は殆ど近似した Sr 含有量を示す。各地域の玄武岩質岩中の Sr 平均値の間にはかなりの相異が見られる。
3. 各地の玄武岩質岩、頁岩、石灰岩中に於ける Ca と Sr の間には関連性が存在しない。之等岩石中に於ける Sr の量は玄武岩質岩 465p.p.m., 頁岩 300p.p.m. 石灰岩 610p.p.m. である。
4. 花崗岩質岩及び深海性堆積物に於ては Sr と Ca の間に相対的關係を有する。
5. 地殻が玄武岩質岩と花崗閃緑岩とから構成されていると仮定すれば地殻に於ける Sr の量は 450 p.p.m. となる。
6. 古生代の堆積物は後古生代の堆積物よりも Sr/Ca 比が低い。前者が玄武岩質岩に由来するに反し、後者は花崗岩及び花崗閃緑岩質岩に由来する為である。 (Geochim. Cosmochim. Acta., 10, 245~296, 1956.) [植田]

### 金属鋳床学

8024, ウラン鋳床の成因 Mckelvey V. E., Everhart D. L., Garrels R. M.  
ウランは地殻中に 1~2ppm, 酸性火成



岩中に2~4ppmが含まれているが、ある部分には1000ppm以上も含まれる。筆者はこの集中部分即ち鉱床の種々の成因を産出状態別に考えて1)火成岩と随伴するもの；花崗岩類、閃長岩、混成岩、Felsic porphyry、ペグマタイト、flow及び凝灰岩等に伴つていずれも晩期岩漿晶出物と考えられる、2)鉱脈中のもの；高温性、低温性鉱脈中に産しその鉱化過程中他の共生鉱物と不定な晶出関係を示す、3)砂鉱；syngenetic及びepigeneticの成因をもつ、4)石炭及びcarbonaceous頁岩に伴うもの；epigenetic成因、5)海成堆積岩中のもの；黒色頁岩、燐灰土等に伴つてその成因が微生物とchemical adsorptionと考えられる、の様に分類しその各項を数多くの資料を引用して詳述している。(Econ. Geol., Fiftieth Anniversary Volume, 464~533, 1955) [田代]

#### 8025. 金属鉱床の分類 Noble, J. A.

現在主として用いられている金属鉱床の分類法としてはLindgrenのdepth-zone classification, Niggliのvolcanic-plutonic classification, Schneiderhöhnのore-association classificationの3方法がある。先づ著者は各分類法を具体的に表示してその各々の問題点について説明すると共に、著者自身鉱床分類の基準についてその考えを述べ、上記3分類法について批判を加えている。金属鉱床が岩漿より誘起せられる場合、その生成過程は必ずしも同一ではなく、その生成条件も種々複雑で、これらを同一基準によつて分類することは容易でないが、鉱床成因の立場よりみてa)鉱液の性質とb)周囲の環境即ち、1)鉱液の成分、2)鉱床生成系の温度及び3)圧力、4)母岩の化学組成等の要素を分類の基準として重要視すべきであると主張し、そのうち

特に重要なものは鉱液の成分であると述べている。上記した3分類法中でこの点を加味した分類はSchneiderhöhnの方法で、他の2者に比し上記の要素をよりよく満していると考えられる。しかしこれらの分類法にはtransitions, mineral zoning及びsuccessive mineralization等の問題が尚未解のまゝ残されている。(Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volume, 155~169, 1955) [荳木]  
**8026. Front Range 産方鉛鉱中の鉛の同位元素の変化とその地質学的意義**  
 Phair, G. Mela, H., Jr.

Colorado Front Range 産の13ケの方鉛鉱に就き、質量分析法により $Pb^{204}$ ,  $Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}$ 及び $Pb^{208}$ を求めた。Laramide 鉱床帯ではUに富むlime-poor rhyolite及びそれに伴う脈があるが、方鉛鉱中の鉛の同位元素とは関係はない。鉱床北部の2ケは $Pb^{206}$ に最も乏しく、中央部の2ケは $Pb^{206}$ に富み、その1ケは $Pb^{207}$ にも富み、 $Pb^{208}$ は何れも多くない。南部の5ケは何れの同位元素も北部に比し多い。即ち夫々の同位元素は含有量により2群に分けられるが、特に $Pb^{206}$ 及び $Pb^{208}$ は差が顕著である。この差は北部と南部の地域差と一致し、中部では北部と南部の中間性を示す。各方鉛鉱の生成時期は殆ど同時と考えられるが、上記の如き含有量の差は、Fb及びUを含むsource rockの違いを反映するとすれば、Lovering及びGoddardの“北部と南部で母岩漿が異つていた”とする考えと一致する。又 $Fb^{208}/U^{238}$  ageは3億7千万年と計算された。

Laramide 鉱床帯の外部の先カンブリア紀の中の1ケはペグマタイト中の方鉛鉱で、これは先カンブリア後期のものと同位元素組成が一致し、Laramide 鉱床帯のものより $Pb^{206}$ と $Pb^{208}$ が少い。

先カムブリア初期と思われる3ヶでは、著しく  $Pb^{206}$  と  $Pb^{208}$  が少く、 $Pb^{204}$  に富み、 $Pb^{206}$  と  $Pb^{207}$  は殆ど等量存在する。これ等の方鉛鉱は13億年 ( $\pm 1$  億年) より新しいものではない。この3ヶの間では同位元素各々に就いての量的差は非常に少い。(Am. Jour. Sci., **254**, 420~428, 1956) [鈴木]

### 8027, 自然銅鉱床の成因に関する要約 Cornwall, H. R.

自然銅は玄武岩質熔岩流、輝緑岩、斑岩、蛇紋岩等の塩基性岩体中、砂岩、礫岩等の堆積岩中、硫化鉱々床の酸化帯、現在の沼沢等、かなり異つた地質条件下で産出するが、これは多少の物理化学的環境の変化に於てもその安定範囲が広い事を示すもので、筆者はその成因に関し数多くの文献を基にして次の如き要約を行っている。1) 酸化第2鉄を含む母岩中に含硫化物熱水溶液が上昇して沈澱するもの、2) 硫黄成分の少い岩漿性或は熱水溶液からの沈澱、3) 方解石、葡萄石、沸石の存在の下に塩化物溶液から沈澱するもの、4) 熱水性硫酸塩溶液から第1鉄イオンの作用により沈澱するもの、5) 天水からの有機物の作用により沈澱するもの、6) 硫化鉱々床酸化帯に於ける硫酸銅、酸化銅が天水により還元される場合、7) 初生硫化鉱が後期熱水溶液によつて還元される場合等が考えられるが、現実にはこれらの要素が複雑に組合つて自然銅が沈澱したものと考えている。(Econ. Geol., **51**, 615~631, 1956) [阿部宏]

### 8028, 植物の $\alpha$ -放射能測定によるウラン探鉱法 Andesson, R. Y., Kurtz, E. R., Jr.

ウラン探鉱に対して  $\alpha$ -閃光による植物の分析は一つの有力な手段である。これは植物資料から発する  $\alpha$ -線が zinc sulphide phosphor を横切る時発光し、

その energy が photomultiplier tube により電波に変えられて測定される。その測定に際し、植物資料は洗条、乾燥、粉末にされ、坩堝で白灰となして用いられる。この方法は費用が安く操作が簡単で感度も非常によく、あらかじめウラン含有量のわかっている資料について試験した結果も良好であつた。一般に 10p.p.m. 以上のウラン量存在に対して有効であるが、10p.p.m. 以下の場合には孤立法、集中法等により感度を良くする事も可能である。しかし乍らこの方法ではウラン、トリウム或はそれらの廃敗物間の区別をする事が出来ず、更にウラン賦存量と植物種のウラン吸収量との関係に問題があり結局、可成り多量のウランを吸収する或種の植物のみに限定される。(Econ. Geol., **51**, 64~38, 1956) [山脇]

## 石油 鉱床 学

### 8029, 海成堆積物中の有機物組成 — 南カリフォルニア沖盆地の炭化水素分布に関する予察 — Orr, W. L., Emery, K. O.

海成堆積物中に含まれる有機物組成と、特に堆積物の上部層で生ずる組成の変化が環境によつてどの様に異なるか、その分布を南カリフォルニア沖で採取したコア試料について調べて見た。実験は主として溶媒で抽出される有機物とそれに含まれる炭化水素で、取扱つた試料は、Santa Barbara Basin, Catalina Basin, Santa Monica Basin, Santa Cruz Basin 等である。炭化水素はアルミナ吸着柱を用いクロマトグラフによつて抽出有機物から分離した。その結果、試料の数が少なすぎるが、一応次の様な点が指摘される。1) 深度の浅い堆積物は、全有機量が低いのに、溶媒で抽出される有機物の量が最も高く、又含有炭化水素も

高い割合を示す。2) 炭化水素(パラフィン・ナフテン系+芳香族系)は抽出有機物中に2.3~18.6%含まれ、又夫々の異つた basin の全有機量に対して0.05~0.64% 含んでいる。炭化水素は環境に対して、著しい変化はなく、深度に対する変化も極めて random である。3) Fischer retort を用い 500°C で堆積物を pyrolysis すると取扱つた 4m 迄のコア試料では、出鱈目な変化で油の平均収率は7~9% である。これを元素分析し、50~70% 回収出来る代表的な oil-shale と比較してみると酸素・窒素・硫黄分は何れも多く、又 H/C ratio は oil-shale の 1.62 に対し平均 1.35 で現世海成堆積物と oil-shale とでは含有有機物の性質に著しい相違が認められる。4) 堆積物中の炭化水素から計算した油の平均収率は Los Angeles Basin の油田から得られた回収率の約 10 倍であるが、pyrolysis による収率は僅かに 1/10 に過ぎない。

5) この様に堆積物から分離した炭化水素の組成や、その他の複雑な物質は石油の組成とは異っている。これらの相違は根源層から移動して行く間に生ずる変化や分溜作用に起因するものであろう。何れにせよ、この種の資料は石油生成の初期の問題を考察するのに興味ある事であろう。(Bull. Geol. Soc. Amer., 67, 1247~1258, 1956) [島田]

### 8030, Roundness による堆積環境の決定 Beal, M. A., Shepard, F. P.

筆者は Gulf Coast 地区、中央 Texas 海岸、Mississippi Delta 地域より 200 以上の砂の試料を集めてその roundness を計算した。試料は 1/8 と 1/16 の篩で砂粒を分離して、顕微鏡下で大体 100 粒について Power's (1953) roundness scale を用いて中央 Texas の Matagorda Island からの試料について平均の

roundness を出し、一方 Power's scale と Krumbein's scale で比較した。次に off shore, gulf beaches, dunes, beach-dune ridges, barrier islands, bays の 6 段階に分けて円み度を比較すれば dunes, beach-dune ridges のものが高い値を示し、off shore, bays は低い値を示すことがいえる。各地域別に比較してみても dune に於いて高く、beach に於いて低い値を示し図示して説明を加えている。次に浅いボーリングで 50 feet までの試料について深さと roundness の関係について説明を加え、St. Joseph Island と Breton Island について説明し、特に Breton Island では、浅くなるにつれて roundness が高い値を示す。(Jour. Sed. Pet., 26, 49~60, 1956) [阿部]

### 8031, 直流弧光による潤滑油の分光分析 Barney, J. E., Kimball, W. A

J. Hansen 等が 1951 年に使用済の潤滑油中の 0.0003~0.30% の Fe が  $\pm 5\%$  の精度で分析されることを発表したが、Hansen の用いた交流弧光は organo phosphorous compound を含むものに対しては誤差が多いので、この誤差を少なくするために直流弧光を用いた。分析装置はボツシユロム大型分光器と、A. R. L. マルティソースユニットで、試料を灰化して、標準としては 6% コバルトを含む市販のナフテン酸コバルトを精製軽鉱油と共に用いた。buffer として選択の結果、ナフテン酸カルシウムを使用し、標準試料および未知試料は一滴炭素電極上におとして 12C 秒露出する。この結果、標準偏差 8%, 化学分析との差は 10% である。(Anal. Chem. 24, 1548~1550, 1952) [阿部]

### 8032, Jacksonian 堆積物の粒度分析, Min-Shan Sun

Mississippi 湾の汀線には  $\Delta$  平行して、



東部 Texas, Louisiana 及び 西部 Alabama に亘り帯状の分布を示している Jacksonian 堆積物を Shepard の分類によつて, sand-silt-clay ratio を求めた。105箇の試料についての分析結果では, grain size の最大は 8~4mm, 石灰質成分は 0.13~91.55%, clay 成分は 0.48~93.70%, silt は 0.71~75.12%, sand は 0.19~99.25%, gravel は 0.39~6.07% を示した。type として多いのは sand, clayey silt, clayey sand 及び sand-silt-clay であるが, 量的には細粒部に多く且つ normal-sorting を示している。堆積の環境としては outer shelf から inner shelf, channel, bay, delta 乃至は beach sand にまで相当する。Mississippi 地域ではその粒度組成による細分が可能であるが Louisiana 地域ではこれが不可能である。これらが Jacksonian sea の海浸に伴つて堆積したものであることを, 粒度組成上の変移によつて指摘した。(Jour. Sed. Pet., 26, 103~110, 1956) [加藤]

**8033, 海水中よりの石灰質 oolith の生成機構,** Monaghan, P. H., Lytle, M. L.

海水の蒸発乾涸, 沈澱剤の添加, 硫酸塩-還元バクテリアの培養などにより各種の条件下で海水中から  $\text{CaCO}_3$  を沈澱させる室内実験を行つた結果, 石灰質の oolith は海水よりの化学的沈澱により, しかも硫酸塩-還元バクテリアの活用により生成され得るものであることを明かにした。海水中の  $\text{Mg}^{++}$  イオンの存在によりこの場合 calcite よりも aragonite を形成する可能性が多い。炭酸塩に富んだ陸水が浅海に流入するような場所は上記の実験の条件にあてはまるが, この場所は上記のようなバクテリアに必要な環境即ち酸素の欠乏, pH の増加,  $\text{H}_2\text{S}$  或は

硫酸塩の存在などが問題で, こうした条件は極めて極限されるであろう。(Jour. Sed. Pet., 26, 111~118, 1956) [加藤]

**8034, 粘土鋁物とその生成環境**  
Keller, W. D.

粘土鋁物の起原に関する従来の文献を渉猟し, 粘土鋁物の生成環境指示者としての可能性をまとめた。粘土鋁物は生成後もその環境により化学組成が変化し, 亦生成地から他に運搬されるなどの欠点があるが, まだ環境指示鋁物としての価値は失われない。粘土鋁物は母材(母岩)に作用するエネルギーに応じて生成され, エネルギーは風化, 熱水溶液, 室内合成実験等の場合が挙げられ, 更に生成の基本的作用は, その母材の性質により強く影響される。粘土鋁物が生成される作用系は, 化学的な micro-climate として, 活性イオンの集中, 酸化電位, 作用系の温度等を用い, macro-climate として大気, 淡水, 海水等の環境を組合せることにより, その環境特徴が明瞭に示される。カオリングループの鋁物の生成は, Al: Si の比率が高く, 過剰の  $\text{H}^{+}$  が生じ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{Na}^{+}$ ,  $\text{K}^{+}$  が失われることにより促進させられ, 従つて湿潤気候地帯, 強力な leaching の行われる処, 酸化される赤色粘土地帯等に生ずる。モンモリロナイト, イライトのグループの鋁物は, 適当な金属イオンの集中が高く,  $\text{H}^{+}$  の集中が低い処で, アルミニウム・珪酸塩岩石から生成される。イライトが一般に海成の頁岩に多いとされているのは, 沈積個処のイライトが N+I の cyclic sedimentary illite を表わしている可能性が強い。最後に粘土鋁物とその地質環境推定の具体例を挙げ, 粘土鋁物の地質学的意義を説明する。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 2639~2710, 1956) [田口]



本 会 役 員 (任期：昭和 32年 12月末日迄)

会 長 渡 辺 萬 次 郎

幹 事 石井 清彦 伊藤 貞市 鈴木 醇 高橋 純一  
坪井 誠太郎

評議員 石川 俊夫 小野田匡高 大森 啓一 片山 信夫  
兼子 勝 神山 貞二 河野 義礼 木下 亀城  
久野 久 柴田 秀賢 柴田 莊三 須藤 俊男  
末野 悌六 鈴木廉三九 滝本 清 竹内 常彦  
津屋 弘達 富田 達 西沢章三郎 根本 忠寛  
野田真三郎 原田 準平 堀越 義一 待場 勇  
三原 栄 八木 健三 吉木 文平 吉村 豊文  
渡辺 新六 渡辺 武男

実 行 委 員 会

委 員 会	編 集	庶 務	会 計	圖 書	行 事	会 員
委 員 長	大森啓一	竹内常彦	鈴木廉三九	待場 勇	小野田匡高	八木健三
委 員	加藤馨雄	植田良夫	千藤忠昌	荳木浅彦	長谷川修三	早川典久

本誌抄録欄擔當者 (五十音順)

阿部 宏 阿部 正宏 石井 清彦 植田 良夫 大森 啓一  
加藤 馨雄 今野 弘 島田 昱郎 荳木 浅彦 鈴木 光郎  
千藤 忠昌 田口 一雄 竹内 常彦 長谷川修三 横山 鼎

昭和 32 年 3 月 20 日 印刷		昭和 32 年 4 月 1 日 発行	
發行所	仙台市片平丁東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会 〔電話仙台③ 1181 (内線311)〕	入会申込所	仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会
編集兼発行者	大 森 啓 一	会費拂込先	同 上〔振替仙台 8825 番〕
印刷所	仙台市堤通27〔電話③ 2027〕 笹気出版印刷株式会社	本会会費	一ヶ年分 500 円 (前納)
印刷者	笹 気 幸 助	本誌定価	一 部 100 円 (会員外)

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

---

CONTENTS

- On the iron ore and associated deposits of the Asari Mine, environs of  
Otaru city, Hokkaido. .... H. Omachi  
Studies on the resource-rocks of petroleum (1st report).  
..... I. Kato and M. Abe.  
On the metamorphism of the Nakase stibnite ore deposits, Hyogo Pre-  
fecture. .... S. Yamashita.  
On the dolerite and allied rocks of Semi, Yamagata Prefecture.  
..... T. Konda.  
On the measurements of the bearing-power and the modulus of elasticity  
of sandstone in the Torinosu series. .... F. Kuramochi.  
Notes and news.  
On the carbonate minerals associated with ore deposits in Kyushu (II)  
..... K. Muta.  
Announcements from the Association.  
Book reviews.  
Science of metallic deposit by M. Watanabe, etc.  
  
Abstracts :  
*Mineralogy and crystallography.* Coffinite, a uranous silicate with hydroxyl  
substitution : a new mineral, etc.  
*Petrology and volcanology.* Relative of minor-element content of serpenti-  
nes to their geological origin, etc.  
*Sci. of metallic deposits.* Origin of uranium deposits, etc.  
*Sci. of petroleum deposits.* Composition of organic matter in marine sedi-  
ments, etc.
- 

Published bimonthly by the Association in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan.